



# Déformation polyphasée et importance de l'héritage structural dans les longmen shan (sichuan, chine) : apports d'une approche couplée entre géophysique et géologie

Alexandra Robert

## ► To cite this version:

Alexandra Robert. Déformation polyphasée et importance de l'héritage structural dans les longmen shan (sichuan, chine) : apports d'une approche couplée entre géophysique et géologie. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2011. Français. NNT : 2011PA112125 . tel-00647321

**HAL Id: tel-00647321**

**<https://theses.hal.science/tel-00647321>**

Submitted on 1 Dec 2011

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITÉ DE PARIS SUD 11

THÈSE DE DOCTORAT

présentée par :

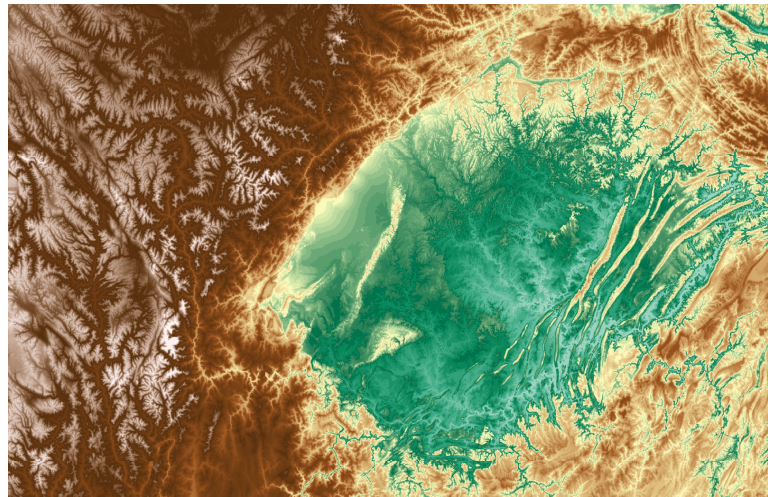
Alexandra ROBERT

---

**Déformation polyphasée et importance de l'héritage structural  
dans les Longmen Shan (Sichuan, Chine)**

*Apports d'une approche couplée entre géophysique et géologie*

---



pour l'obtention du titre de docteur de l'Université de Paris-Sud 11  
(Spécialité : Sciences de la Terre - Ecole Doctorale 534 MIPEGE)

Thèse dirigée par Manuel Pubellier, Jérôme Vergne et Julia de Sigoyer  
*préparée au Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris*

Soutenance le 1<sup>er</sup> Septembre 2011

devant le jury composé de :

---

<i>Rapporteurs :</i>	Jean-Pierre BURG	-	Professeur, ETH - Zurich
	Stéphane GUILLOT	-	Directeur de Recherche, Université Joseph Fourier
<i>Examineurs :</i>	Roland OBERHÄNSLI	-	Professeur, Université de Postdam
	Hermann ZEYEN	-	Professeur, Université de Paris Sud 11
<i>Directeur :</i>	Manuel PUBELLIER	-	Directeur de Recherche, ENS Paris
<i>Co-Directeurs :</i>	Jérôme VERGNE	-	Physicien Adjoint, Université de Strasbourg
	Julia DE SIGOYER	-	Maître de conférence, ENS Paris
<i>Invité :</i>	Alexander DENSMORE	-	Professeur, Université de Dunham

---



## Remerciements

Je tiens à remercier mes directeurs de thèse pour avoir été bien plus que directeurs et pour avoir rendu cette thèse encore plus passionnante. Merci à Manuel Pubellier pour m'avoir tant appris, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire, pour m'avoir encouragée, motivée et tempérée. Pour m'avoir accompagnée dans les débuts de cette thèse, pour son enthousiasme, sa passion pour la sismologie et sa confiance, merci à Jérôme Vergne. Je tiens aussi à remercier Julia de Sigoyer pour son éternelle motivation à en vouloir toujours plus, ce qui est, sans conteste, un moteur pour aller de l'avant ! Enfin, Merci à Rodolphe Cattin, sans qui je n'aurais pas fait cette thèse et qui m'a toujours très bien conseillée.

Merci à Jean-Pierre Burg et Stéphane Guillot d'avoir accepté de rapporter cette thèse et de l'avoir fait si efficacement, ainsi qu'à Hermann Zeyen, Roland Oberhänsli et Alexander Densmore d'avoir accepté d'être examinateurs de ce travail.

La pluridisciplinarité de cette thèse m'a permis de collaborer avec des personnes d'horizons variés : des fonctions récepteurs SP avec Gérard Wittlinger aux délicates ondes SKS avec Georges Herquel, de l'équilibre subtile entre chlorite et phengite (et quartz et eau !) avec Olivier Vidal et Pierre Lanari aux méthodes de datations diverses avec Valérie Bosse, Alain Cocherie et Yann Rolland, du fourbe Raman avec Abdeltif Lahfid à la sensibilité des données gravimétriques avec Lung S. Chan, Gyorgy Hetenyi et Rodolphe Cattin, j'ai tellement appris !

Les discussions scientifiques, dans une salle de travail comme autour d'une bière sont des sources impérissables d'idées comme de remises en cause, pour ces moments partagés, je tiens à remercier particulièrement : Fabrice Brunet, Rodolphe Cattin, Nicolas Chamot-Rooke, Christian Chopin, Marcello de Michele, Alexander Densmore, Stéphanie Duchêne, Vincent Godard Stéphane Guillot, Jérôme Lavé, Yves Leroy, Patrick Meunier, Christian Robert, Yann Rolland, Mike Sandiford, Olivier Vanderhaeghe, Olivier Vidal et Christopher Wilson.

Je suis plus que chanceuse d'avoir pu participer à tant de stages de terrain, au grand regret de mes directeurs qui désespéraient de me voir un jour au laboratoire. C'est tout d'abord Christian Robert que je tiens à remercier de m'avoir permis de sillonner la France, mais aussi beaucoup d'autres enseignants : Yves Missenard, Bertrand Saint Bézar, Jocelyn Barbarand, Laurent Bergonzini, Bernard Bonin, Fabrice Brunet, Guillaume Delpech, Julien Gargani, Bruno Goffé, Patrick Meunier, Eric Pili, Antoine Tognelli, Pierre Trap et tous les autres.

Je tiens aussi à remercier tout particulièrement Audrey Billerot avec qui j'ai partagé des moments intenses, aussi bien en Chine à s'apitoyer sur un affleurement ou au fond

d'une sombre salle de karaoké, qu'en France à discuter scientifiquement et à se soutenir dans les moments difficiles de la thèse. Merci à Nath pour sa folie si complémentaire de la mienne, pour tous les excellents moments passés, pour les soirées FEG qui n'en finissent pas, pour la DRX du minéral du bonheur ou encore pour le polissage de la lame LM07-15A. Merci à Alain Rabaute pour sa disponibilité et son expertise dans tellement de domaines, ainsi que pour sa bonne humeur et sa désinvolture qui manquent désormais au laboratoire. Merci à Vivien pour m'avoir parrainé mes premières années à l'ENS, aussi bien scientifiquement que pour les moments de détente, ainsi que pour m'avoir fourni le manuel de fin de thèse d'un étudiant de Manu ! Merci à Pierre-Paulo, informaticien hors-pair, et à son éternel cri de guerre : "Pfffff" qui est suivi en deux temps trois mouvements d'une action d'une efficacité incroyable.

Je n'oublie pas tous les étudiants que j'ai eu la chance de rencontrer pendant mon monitorat et mon ATER à Orsay, des L2 que j'ai tenté de motiver à la cristallographie aux prépa-agrégation qui ont toujours été des étudiants parfaits ; merci de m'avoir passionné pour l'enseignement.

Dans les meilleurs moments de ma thèse, les missions de terrain en Chine ont une place tout particulière, et je tiens à remercier mes collègues et amis chinois qui ont rendu ces missions inoubliables : Professeur Zhu Jieshou, Zhang Yi, XiaoQu, LiHaifeng, Liao et Liu Kué.

Une jeune thésarde abandonnée dans la jungle administrative de l'ENS ou de l'université d'Orsay n'aurait pas survécu sans l'aide bienveillante de Kim Ho, Françoise Larincq, Isabelle Lavaleix et Angélique Manchon, que je remercie pour leur patience, disponibilité et gentillesse.

Je n'aurais pas pu finir cette thèse sans mes amis de France et de Navarre. Merci aux keupains du Mans, mes outrageois préférés : Emily, Yffeu, Charles, Pam, Fouancis, Gueugueu, Fudge, Gniak, Vivi, Benjer, Marie, Dju, JB, Caro et non outrageoise mais tout de même : Emilie. Merci aux gens de l'ENS qui sont toujours disponibles pour une pause ou soirée imprévue : Eugénie, Alexis, Abdel, Flo, Dim, Gab, Iass, Viens, François, Mathilde, Jean, Baptiste, Céline, A2, Pauline, Benjamin, Aurore, Arnaud, Philou, Nuno,... Et bien sûr, merci aussi aux Orcéens de m'avoir accueilli bras ouverts : Yves, Sylvain, Seb, Guillaume, Mélanie et Albert ! Merci à Séverine, Jérôme, Antonin et Valentine pour leur accueil chaleureux au pays de la choucroute, RemiX et Claire pour tous les verres partagés à Paris et tous les excellents moments partagés, Émilie pour nos fabuleux moments équestres, Lisa pour être la plus jolie et extraordinaire filleule au monde, Abdel pour son aide et sa disponibilité si précieuses en fin de thèse, Aurélie pour m'avoir supporté pendant plus de 4 ans à Gentilly les bains, son amitié est un des piliers de cette thèse. Enfin, je termine par ma famille, merci pour votre soutien et je m'excuse de mon indisponibilité ces dernières années, en particulier pour ma maman : merci pour tout.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Présentation générale de la région des Longmen Shan</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Les Longmen Shan, une chaîne paradoxale située en bordure orientale du plateau Tibétain</b>	<b>9</b>
2.1	Morphologie et géométrie crustale des Longmen Shan . . . . .	10
2.1.1	Un des gradients topographiques les plus importants au monde . .	10
2.1.2	Les Longmen Shan : une zone de transition crustale . . . . .	13
2.2	Les Longmen Shan : une chaîne intracontinentale active . . . . .	16
2.2.1	Un faible raccourcissement enregistré par les données GPS à travers la chaîne . . . . .	16
2.2.2	La microsismicité dans la région des Longmen Shan . . . . .	17
2.2.3	Le séisme du Sichuan du 12 Mai 2008 . . . . .	18
2.3	Les Longmen Shan : une chaîne polyphasée complexe . . . . .	24
2.3.1	Paléogéographie et tectonique anté-indosinienne . . . . .	24
2.3.2	L'orogénèse indosinienne dans la région des Longmen Shan . . . .	25
2.3.3	Phase de déformation cénozoïque : conséquences de la collision Inde/Eurasie . . . . .	29
2.4	Les modèles proposés pour expliquer les particularités des Longmen Shan	30
2.5	Le plateau Tibétain, structure géologique remarquable et encore débattue	33
2.5.1	Le plateau tibétain : une mosaïque de blocs . . . . .	33
2.5.2	Sismicité et données GPS . . . . .	35
2.5.3	Imagerie lithosphérique du plateau Tibétain . . . . .	36
2.5.4	Surrection du plateau Tibétain . . . . .	39
2.5.5	Processus d'épaississement crustal et modèles d'évolution des déformations du plateau . . . . .	40
2.6	Points Importants qui ont motivé cette étude . . . . .	44
<b>3</b>	<b>Structure lithosphérique des Longmen Shan à partir des données géophysiques</b>	<b>45</b>
3.1	Acquisition de données lors de l'expérience Longmen Shan . . . . .	48
3.1.1	La géophysique sur le terrain . . . . .	49
3.1.2	Caractéristiques du réseau et des stations sismologiques utilisées .	49
3.1.3	Traitement des données sismologiques . . . . .	52
3.1.4	Données gravimétriques . . . . .	54
3.2	Présentation des différentes méthodes utilisées . . . . .	56
3.2.1	Imagerie des interfaces : la méthode des fonctions récepteurs . . .	56
3.2.2	Apports des anomalies gravimétriques : modélisation des anomalies de Bouguer . . . . .	66

3.2.3	Tomographie de bruit sismique . . . . .	67
3.2.4	Détermination de l'anisotropie mantellique à partir des ondes SKS et SKKS . . . . .	70
3.3	Résultats : les Longmen Shan, du manteau à la surface . . . . .	73
3.3.1	Comment se fait la transition entre le craton du Yangtze et le pla- teau Tibétain à l'échelle crustale ? . . . . .	73
3.3.2	Y-a-t-il des évidences d'anisotropie au sein de la croûte tibétaine ?	79
3.3.3	Quelles sont les évidences de la présence d'un flux chenalisé au sein de la croûte ? . . . . .	83
3.3.4	Quelles informations peut-on obtenir concernant le manteau supé- rieur dans la région des Longmen Shan ? . . . . .	97
3.4	Résultats principaux de l'approche géophysique . . . . .	101
<b>4</b>	<b>Etude du polyphasage dans les Longmen Shan à partir de données géo- logiques</b>	<b>103</b>
4.1	Acquisition et Traitement des données géologiques . . . . .	106
4.1.1	Acquisition des données . . . . .	106
4.1.2	Organisation des données . . . . .	107
4.1.3	Intérêts et complémentarité des méthodes utilisées . . . . .	110
4.2	Stratigraphie et Paléogéographie . . . . .	118
4.2.1	Présentation générale du bassin du Sichuan et de la région du Song- pan Garze . . . . .	118
4.2.2	Les roches ante-siniennes : le socle . . . . .	122
4.2.3	Sinien . . . . .	123
4.2.4	Cambrien-Ordovicien . . . . .	125
4.2.5	Silurien . . . . .	127
4.2.6	Dévonien et Carbonifère . . . . .	129
4.2.7	Permien . . . . .	131
4.2.8	Trias . . . . .	132
4.2.9	Jurassique . . . . .	136
4.2.10	Crétacé . . . . .	138
4.2.11	Tertiaire et Quaternaire . . . . .	139
4.2.12	Colonnes stratigraphiques synthétiques . . . . .	141
4.3	Caractères globaux des Longmen Shan . . . . .	146
4.3.1	Carte géologique des Longmen Shan . . . . .	147
4.3.2	Coupes géologiques à travers la chaîne des Longmen Shan . . . . .	150
4.3.3	Cartes des pics de températures et occurrences minéralogiques . . . . .	152
4.3.4	Carte des directions structurales de la région des Longmen Shan . . . . .	158
4.4	Le bassin du Sichuan et la chaîne d'avant-pays . . . . .	159
4.4.1	Zone triangulaire au front des Longmen Shan . . . . .	160
4.4.2	La chaîne d'avant-pays des Longmen Shan . . . . .	163
4.5	La faille de Beichuan . . . . .	189

4.5.1	Observation de la faille de Beichuan à grande échelle . . . . .	189
4.5.2	La faille de Beichuan dans le secteur de Dunjiangyan . . . . .	190
4.5.3	La faille de Beichuan dans le secteur de Qing Ping . . . . .	191
4.5.4	La faille de Beichuan dans le secteur de Qia Ping . . . . .	197
4.6	La zone de cisaillement de Wenchuan . . . . .	200
4.6.1	Synthèse bibliographique sur la zone de cisaillement de Wenchuan	200
4.6.2	Le secteur de la ville de Gengda . . . . .	204
4.6.3	L'écaille de Tonghua . . . . .	245
4.6.4	Le secteur de Maoxian . . . . .	251
<b>5</b>	<b>Synthèse sur les Longmen Shan et évolution géodynamique</b>	<b>273</b>
5.1	Synthèse à l'échelle de la chaîne des Longmen Shan . . . . .	274
5.1.1	Structure actuelle des Longmen Shan : une coupe à l'échelle crustale	274
5.1.2	Données thermiques à l'échelle régionale : une évolution complexe	279
5.1.3	Interprétation proposée . . . . .	285
5.2	Evolution Géodynamique et Géologie comparée . . . . .	286
5.2.1	Ouverture de la Paléotéthys et formation de la marge passive . . .	286
5.2.2	L'orogénèse indosinienne : Les Longmen Shan en bordure d'une chaîne de subduction . . . . .	291
5.2.3	Phase crétacée : Réactivations dans les Longmen Shan en consé- quence de l'orogénèse Yanshanienne? . . . . .	298
5.2.4	La collision Inde-Asie et la surrection récente du plateau tibétain	301
<b>6</b>	<b>Conclusion générale : Importance de l'héritage structural dans la région des Longmen Shan</b>	<b>303</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>307</b>
<b>I</b>	<b>Annexes</b>	<b>359</b>
<b>A</b>	<b>Crustal structures in the area of the 2008 Sichuan earthquake from seismologic and gravimetric data</b>	<b>361</b>
<b>B</b>	<b>Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China)</b>	<b>369</b>
<b>C</b>	<b>Résultats des datations au LA-ICPMS sur Zircons</b>	<b>381</b>





---

## Résumé :

L'objectif de cette thèse est de comprendre la formation, la structuration et les processus de réactivation d'une chaîne de montagne intracontinentale atypique : les Longmen Shan, situés dans la province du Sichuan, en Chine. Localisés à la limite entre le craton du Yangtze où s'est déposé le bassin du Sichuan (au Sud-Est) et le bloc du Songpan Garze appartenant au plateau tibétain (au Nord-Ouest), les Longmen Shan se sont majoritairement structurés lors de l'orogénèse indosinienne, à la fin du Trias et ont ensuite subi plusieurs réactivations.

Cette chaîne de montagne est donc un endroit privilégié pour étudier la réactivation et l'héritage structural et thermique d'une structure intracontinentale, en relation étroite avec la formation et l'évolution du plateau tibétain.

Tout d'abord, pour contraindre les paramètres crustaux, une imagerie crustale détaillée le long d'une coupe à travers cette chaîne est proposée. Un réseau sismologique de 35 stations a été déployé pendant plus de 2 ans le long d'un profil dense. La technique des fonctions récepteurs a été appliquée et les données gravimétriques ont été utilisées conjointement pour renforcer l'imagerie obtenue. Un saut de Moho abrupt de 20km a été imagé, entre une croûte tibétaine épaisse d'environ 63km et la croûte du craton du Yangtze, épaisse de 45km. Ce résultat traduit la confrontation de deux lithosphères d'épaisseurs et de propriétés physiques contrastées. Les rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  ainsi que les mesures d'anisotropie crustale et mantellique ont montré l'absence d'une zone à faible vitesse ou d'une zone de fluage important au sein de la croûte, ce qui réfute les modèles de déformation de la croûte tibétaine impliquant un chenal de déformation au sein de la croûte tibétaine. L'imagerie crustale a donc mis en évidence un important contraste à l'échelle lithosphérique.

Le second axe de ce travail a consisté à étudier cette région à plus long terme en menant une étude stratigraphique, tectonique et métamorphique afin de déduire l'importance de l'héritage géologique dans sa structuration actuelle. Dès le début du Paléozoïque, la marge passive qui sera ensuite inversée présentait déjà probablement une variation abrupte de l'épaisseur crustale. Un premier contraste d'épaisseur lithosphérique au niveau des Longmen Shan se situaient donc à la limite entre deux domaines paléogéographiques différents. A la fin du Trias, lors de la fermeture de la Paléotéthys, l'épais prisme sédimentaire du Songpan Garze a débordé sur la marge passive de la bordure Ouest du craton du Yangtze, dans la région des Longmen Shan. Cependant, il n'y a aucune évidence de subduction dans cette chaîne et le métamorphisme associé à cette phase de déformation correspond à des moyennes températures (jusqu'à plus de 600 °C) pour des pressions relativement modestes. Les données métamorphiques ont montré un

pic de pression (relativement faible, inférieur à 8kbar) suivi d'un pic de température pouvant conduire à une migmatisation associée à une exhumation variable en fonction de la localisation au sein de la chaîne. Les variations latérales de l'exhumation sont interprétées comme directement associées à la dynamique de la mise en place de la nappe du Songpan Garze sur la marge Ouest du craton du Yangtze. L'apex des Longmen Shan correspond donc au front de la nappe du Songpan Garze et délimite deux domaines structuraux et métamorphiques contrastés.

Cette étude met en évidence une phase de réactivation à la fin du Crétacé de la chaîne, probablement associée à la rotation dans le sens horaire du craton du Yangtze. Enfin, la dernière phase de déformation affectant les Longmen Shan est une répercussion de la collision entre l'Inde et l'Eurasie qui fini de structurer cette chaîne.

Nous avons donc montré qu'une limite paléogéographique majeure, héritée d'une structure en marge passive transtensive peut subir le débordement de nappes sédimentaires provenant d'un prisme distant de très grande taille. Ce débordement a provoqué une inversion de relief et un surépaississement crustal en conséquence de la superposition de ces épaisses nappes. Une fois cette limite tectonique formée, la région va subir plusieurs réactivations liées à des déformations annexes comme l'orogénèse Yanshanienne ou la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

Cette chaîne est encore active aujourd'hui comme l'a démontré le séisme du Sichuan du 12 Mai 2008 qui a eu lieu dans les Longmen Shan avec des caractéristiques atypiques.

**Mots clés :** Longmen Shan, héritage structural, Plateau Tibétain, chaîne intra-continendale polyphasée , orogène indosinienne.

---

---

## Abstract :

The aim of this study is to understand formation, evolution and reactivation processes of an atypic intracontinental mountain range : the Longmen Shan (Sichuan, China). The Longmen Shan are located at the boundary between the Yangtze craton and the tibetan crust and were mostly formed during the indosinian orogeny, at the end of the Triassic. After this orogeny, the Longmen Shan were reactivated by several deformation phases. This mountain range is a key area to study reactivation processes and structural and thermal inheritance. Furthermore, the Longmen Shan tectonic history is linked with the formation and the evolution of the Tibetan Plateau.

At first, a detailed seismological imagery was performed along a cross-section through the Longmen Shan, passing by the epicenter of the Sichuan earthquake. 35 seismological stations were deployed during more than 2 years with a small interstation distance. Using the receiver function method and gravimetric data, a steep Moho step of about 20km between the 63km-thick Tibetan crust and the 45km-thick Yangtze craton was imaged. This geometry is the result of the confrontation between the thick and soft tibetan lithosphere abutting the resistant Yangtze lithosphere.  $\frac{V_P}{V_S}$  ratio and crustal and mantellic anisotropic measurements indicate that there is no extensive zone of partial melting inside the tibetan crust, which is in disagreement with models that proposed the occurence of a channel flow inside the crust.

The second part of this word was focused on the long-term study of the deformation in the Longmen Shan using stratigraphic, tectonic and metamorphic data. This part highlights the importance of the geological inheritance in the present-day crustal geometry of the mountain range. Since the beginning of the Paleozoic, the Western passive margin of the Yangtze crust was probably already associated with a crustal thickness step, as a consequence of the transtensive opening context. The Longmen Shan were located at a paleogeographic boundary. At the end of the Triassic, the closure of the Paleotethys is responsible of the formation of the thick Songpan Garze accretionary wedge which overflowed on the Western part of the Yangtze craton margin, in the Longmen Shan area. There is no evidence of subduction in this belt and the associated metamorphism consists of middle temperatures and relatively low pressures. Metamorphic data indicates that a pressure maximum (lower than 8kbar) was followed by a temperature maximum which could be associated with partial melting, as observed in Danba metamorphic complexe. Lateral variations of the recorded exhumation are interpreted as a consequence of the dynamics of the setting up of the Songpan Garze nappe on the Yangtze craton margin. The Longmen Shan are located at the front of the Songpan Garze nappe and marks a transition zone between two contrasted tectonic and metamorphic provinces.

This study highlights a cretaceous reactivation phase probably associated with the clockwise rotation of the Yangtze craton. At the end, the last deformation phase is a consequence of the India/Eurasia collision.

The Longmen Shan were a major paleogeographic boundary at the end of the Paleozoic which were subject to the overflow of the thick Songpan Garze accretionary wedge. This overflow is responsible of a relief inversion and a crustal thickening as a consequence of superposition of the sedimentary pile. After this episode, the region will be reactivated by the distant Yanshanian and the Himalayan orogenies.

**Keywords :** Longmen Shan, Tibetan Plateau, intracontinental mountain belt, polyphased tectonic history, tectonic inheritance, indosinian orogeny.

---

# Présentation générale de la région des Longmen Shan

Les Longmen Shan se situent en bordure orientale du plateau tibétain, dans la province chinoise du Sichuan (figure 1.1).

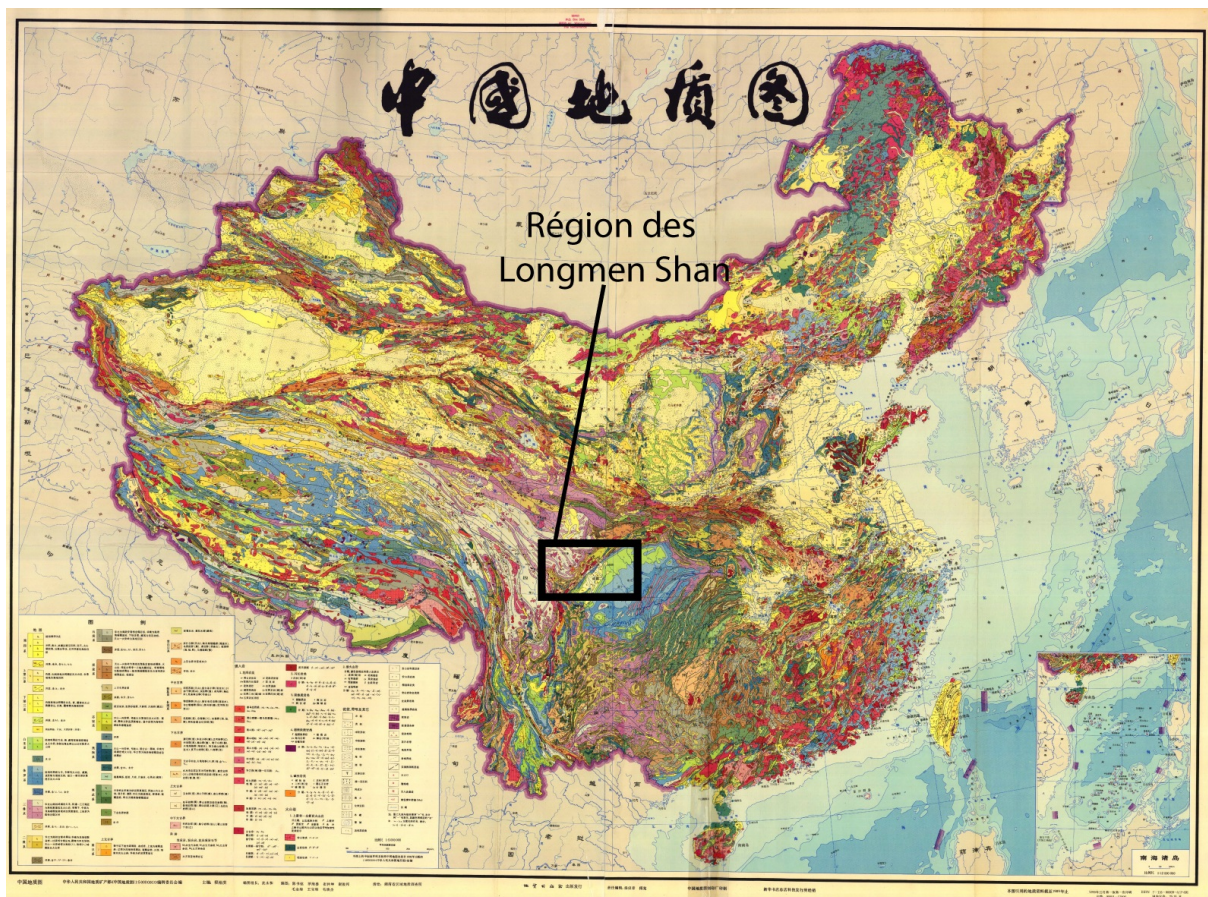


FIGURE 1.1 – Carte Géologique de la Chine et localisation de la région des Longmen Shan (Selvaradjou *et al.*, 2005).

Littéralement, le terme Longmen Shan est traduit du chinois par l'expression : *Les Monts de la porte du dragon*. Cette chaîne a la particularité de présenter un des gradients

topographiques les plus élevés sur Terre, elle constitue une barrière orographique majeure ayant joué un important rôle historiquement. En effet, l'altitude moyenne passe en seulement quelques dizaines de kilomètres de distance, de  $\sim 500\text{m}$  en moyenne à l'Est, dans le bassin du Sichuan à plus de  $4000\text{m}$  en moyenne sur le plateau tibétain. Cependant, malgré cet important gradient topographique, le raccourcissement récent (estimé à partir de données de géomorphologie) et actuel (enregistré à partir de données GPS) est très faible puisqu'il est estimé à  $\sim 3\text{mm.an}^{-1}$  (Shen *et al.*, 2009).

L'épicentre du séisme du Sichuan du 12 Mai 2008 de magnitude  $M_w \sim 8.0$  était localisé dans les Longmen Shan, à seulement  $80\text{km}$  au Nord-Ouest de Chengdu, capitale du Sichuan. Avec plus de  $70\,000$  victimes, ce séisme est une des plus importantes catastrophes naturelles survenues en Chine depuis le séisme de Tangshan en 1976 qui fit au moins  $240\,000$  victimes. De plus, ce séisme est le plus fort tremblement de terre intracontinental jamais enregistré avec des techniques modernes, ce qui a permis d'étudier l'aléa sismique en domaine intracontinental, ou encore les mécanismes d'évolution et de déformation de la bordure du plateau tibétain.

Cependant, cette chaîne a une histoire géologique bien plus ancienne que celle associée à la surrection récente du plateau tibétain : elle forme une chaîne intracontinentale depuis le début du Paléozoïque et a subi plusieurs réactivations.

Pour étudier cette chaîne complexe, nous avons mené une étude pluridisciplinaire, couplant une approche géophysique et géologique, afin d'étudier cette chaîne à différentes échelles d'espace et de temps et ainsi d'aborder l'importance de l'héritage géologique lors des réactivations de cette chaîne.

### *Structuration et grands ensembles géologiques de la chaîne*

Pour localiser les grandes unités structurant la chaîne des Longmen Shan, ainsi que les noms des localités utilisés au cours de cette thèse, un schéma structural de la chaîne des Longmen Shan est présenté sur la figure 1.2.

Du point de vu des zones isopiques, nous trouvons dans cette chaîne, d'une part les sédiments du paléobassin du Songpan Garze à l'Ouest et ceux du bassin intracratonique du Sichuan déposés sur le craton du Yangtze (bloc Chine du Sud) à l'Est.

Au contraire, d'un point de vue tectonique, deux grands ensembles peuvent être distingués :

- L'allochtone (affinité Songpan Garze)
- L'autochtone (affinité craton du Yangtze)

Dans cette classification, les sédiments d'affinité Songpan sont constitués des sédiments paléozoïques principalement détritiques surmontés par les flyschs turbiditiques du Trias (figure 1.2 ). Ces dépôts triasiques présentent des épaisseurs variables, variant de  $6\text{km}$  jusqu'à  $20\text{km}$  (Zou *et al.*, 1984; Rao and Xu, 1987; Mattauer *et al.*, 1992).



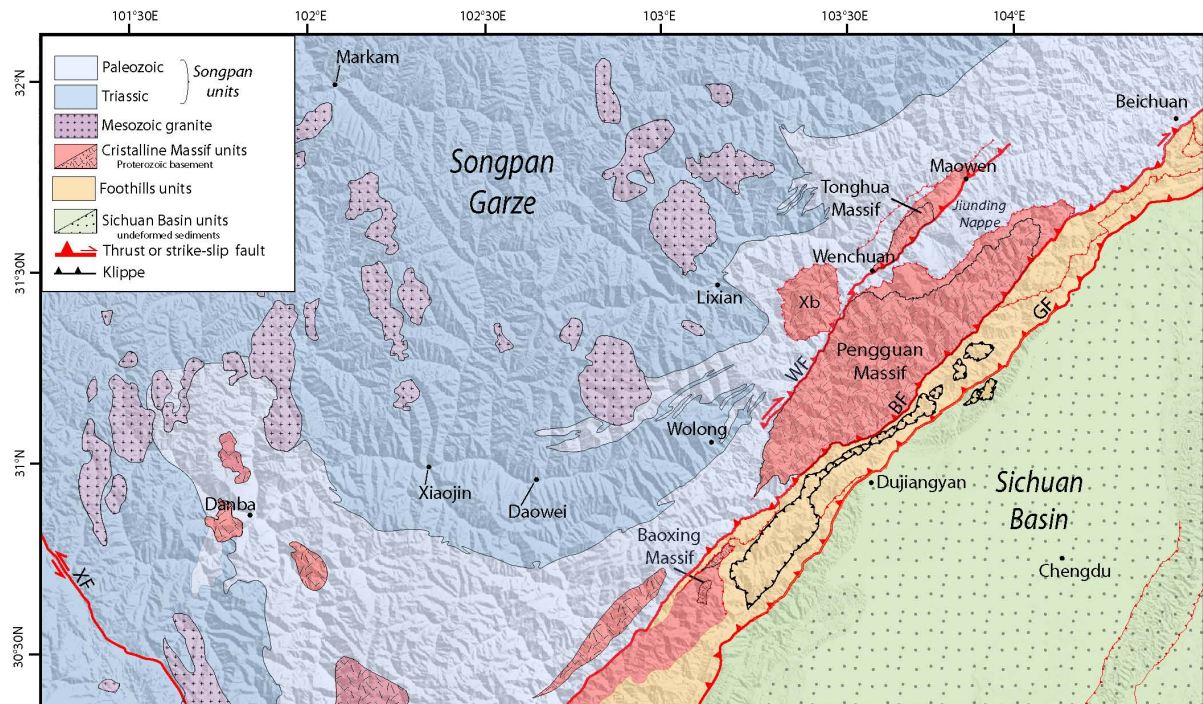


FIGURE 1.2 – Schéma structural et toponymique simplifié de la région des Longmen Shan indiquant les grandes unités et les grandes structures géologiques de la région des Longmen Shan. XF : Faille de Xianshuihe, WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian.

Plus précisément, sur le schéma structural, plusieurs unités peuvent être distinguées (figure 1.2) :

- Les massifs cristallins du Néoprotérozoïque dont les massifs du Pengguan, du Xue-long Bao, de Tonghua et de Baoxing situés en bordure entre le bassin du Sichuan et le Songpan Garze. Quelques unités de socle Néoprotérozoïque affleurent au niveau du complexe métamorphique de Danba, situé au Sud Ouest de la région des Longmen Shan, à proximité de la ville de Danba.
- Les villes de Dujiangyan et de Chengdu sont localisées dans le bassin du Sichuan, où affleurent des sédiments peu déformés.
- La chaîne d'avant-pays est la zone délimitée par les failles de Guanxian (à l'Est) et de Beichuan (à l'Ouest).
- A l'Ouest, l'unité du Songpan Garze est étendue et les sédiments d'âge paléozoïques à triasiques sont intrudés par de nombreux granitoïdes datés du Trias supérieur au début du du Jurassique. Les localisations des villes de Danba (au Sud Ouest de la région), de Wenchuan (zone centrale) et de Beichuan (au Nord Est) seront utilisées postérieurement.





# Les Longmen Shan, une chaîne paradoxale située en bordure orientale du plateau Tibétain

---

## Sommaire

<b>2.1</b>	<b>Morphologie et géométrie crustale des Longmen Shan . . . . .</b>	<b>10</b>
2.1.1	Un des gradients topographiques les plus importants au monde . .	10
2.1.2	Les Longmen Shan : une zone de transition crustale . . . . .	13
<b>2.2</b>	<b>Les Longmen Shan : une chaîne intracontinentale active . . . . .</b>	<b>16</b>
2.2.1	Un faible raccourcissement enregistré par les données GPS à travers la chaîne . . . . .	16
2.2.2	La microsismicité dans la région des Longmen Shan . . . . .	17
2.2.3	Le séisme du Sichuan du 12 Mai 2008 . . . . .	18
<b>2.3</b>	<b>Les Longmen Shan : une chaîne polyphasée complexe . . . . .</b>	<b>24</b>
2.3.1	Paléogéographie et tectonique anté-indosinienne . . . . .	24
2.3.2	L'orogénèse indosinienne dans la région des Longmen Shan . . . .	25
2.3.3	Phase de déformation cénozoïque : conséquences de la collision Inde/Eurasie . . . . .	29
<b>2.4</b>	<b>Les modèles proposés pour expliquer les particularités des Longmen Shan . . . . .</b>	<b>30</b>
<b>2.5</b>	<b>Le plateau Tibétain, structure géologique remarquable et encore débattue . . . . .</b>	<b>33</b>
2.5.1	Le plateau tibétain : une mosaïque de blocs . . . . .	33
2.5.2	Sismicité et données GPS . . . . .	35
2.5.3	Imagerie lithosphérique du plateau Tibétain . . . . .	36
2.5.4	Surrection du plateau Tibétain . . . . .	39
2.5.5	Processus d'épaississement crustal et modèles d'évolution des déformations du plateau . . . . .	40
<b>2.6</b>	<b>Points Importants qui ont motivé cette étude . . . . .</b>	<b>44</b>

---

## 2.1 Morphologie et géométrie crustale des Longmen Shan

Localisés en bordure orientale du plateau tibétain, les Longmen Shan forment une structure morphologique importante du fait de leur gradient topographique élevé. Cette chaîne de direction N45 et d'une longueur d'environ 300km marque la transition entre les altitudes élevées du plateau tibétain et les faibles reliefs du bassin du Sichuan.

### 2.1.1 Un des gradients topographiques les plus importants au monde

La région des Longmen Shan est remarquable car elle se situe entre deux provinces topographiquement différentes. L'altitude moyenne dans le bassin du Sichuan est d'environ 500m alors qu'elle est de 4000m en moyenne sur le plateau Tibétain. La transition morphologique est très abrupte et le gradient topographique moyen dans la chaîne des Longmen Shan excède localement 10% (Godard, 2006) (figure 2.1).

#### *En comparaison avec les bordures du plateau Tibétain*

Le plateau Tibétain est une structure topographique majeure à la surface de la Terre du fait de sa superficie d'environ  $2.5 \cdot 10^6 km^2$  ainsi que de son altitude moyenne d'environ 4000m au dessus du niveau de la mer.

Plus étonnant, la partie centrale du plateau présente un relief faible, moins contrasté par rapport au relief élevé observé au niveau de certaines de ses bordures. Du point de vue de la topographie, deux grands types de marges du plateau Tibétain peuvent être distingués (figure 2.1) :

- des bordures abruptes caractérisées par un fort gradient topographique (Himalaya, Kunlun Shan, Longmen Shan ...).
- des bordures à faibles pentes, où le passage des altitudes élevées du plateau aux régions avoisinantes se fait plus progressivement (Qiling Shan, Allao Shan,...).

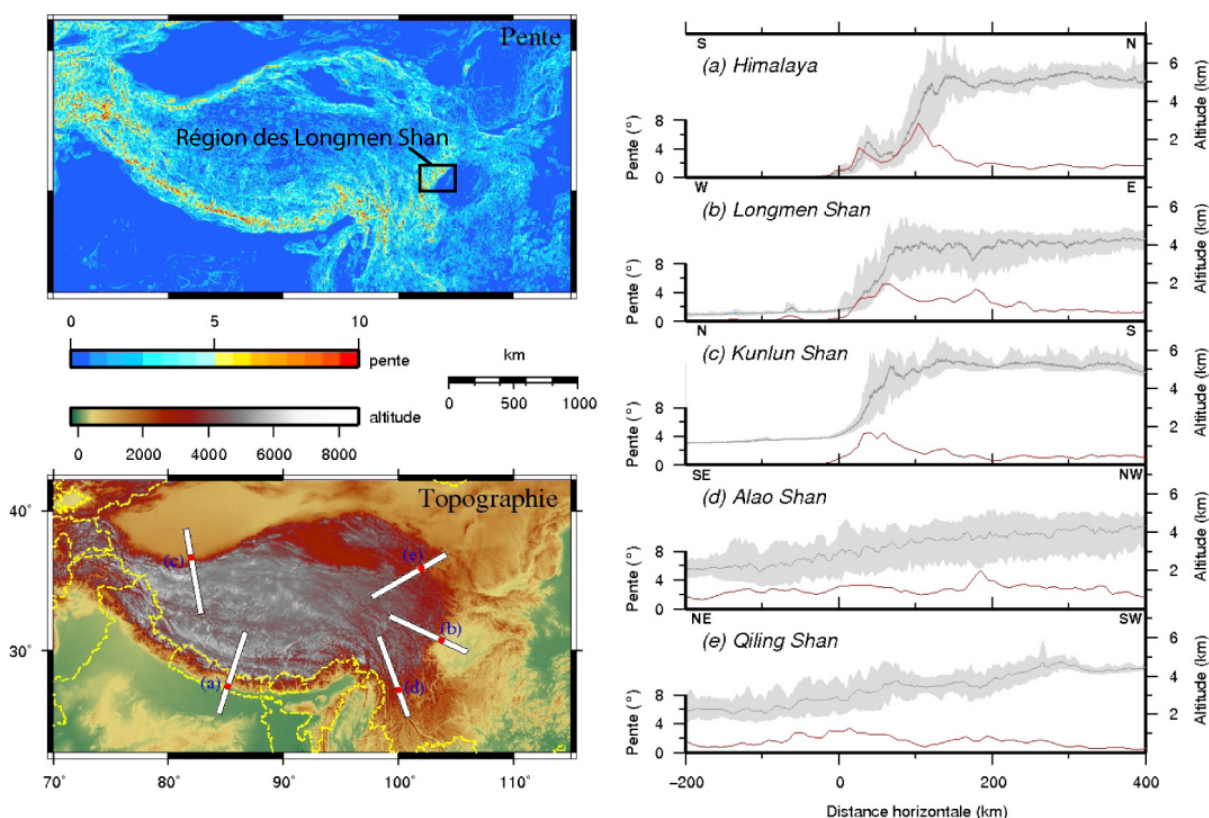


FIGURE 2.1 – a) Carte des pentes régionales moyennes de la région du plateau tibétain b) Carte topographique du Plateau Tibétain et c) coupes topographiques au travers de certaines bordures du plateau tibétain. La ligne noire représente le profil moyen, la zone grisé donne les altitudes maximales et minimales le long du profil et la courbe rouge indique l'évolution de la pente le long du profil (données etopo2, figure de Godard (2006)).

### *En comparaison avec les bordures du bassin du Sichuan*

Les Longmen Shan se situent en bordure Ouest du bassin du Sichuan. Ce dernier est un bassin intracratonique bordé par plusieurs chaînes : Micang Shan (Nord Ouest), Daba Shan (Nord), la chaîne de l'Est du Sichuan (Eastern Sichuan Fold and Thrust Belt) et la chaîne du Sud-Ouest du Sichuan (figure 2.2).

L'observation de l'image SRTM centrée sur le bassin du Sichuan montre que les Longmen Shan ne présentent pas de caractéristiques morphologiques communes avec les autres bordures du bassin. En effet, au niveau de la bordure Nord (Mincang Shan et Daba Shan) ainsi qu'au Sud-Ouest du bassin, le gradient topographique est plus faible que dans les Longmen Shan. A l'Est du bassin, au niveau de la chaîne de Xuefeng, la chaîne s'étend sur plus de 200km et une tectonique de type "thin-skin" (déformation de la couverture sédimentaire) est identifiable grâce à la présence de plis de direction NE-SW, visibles sur l'image SRTM (figure 2.2).

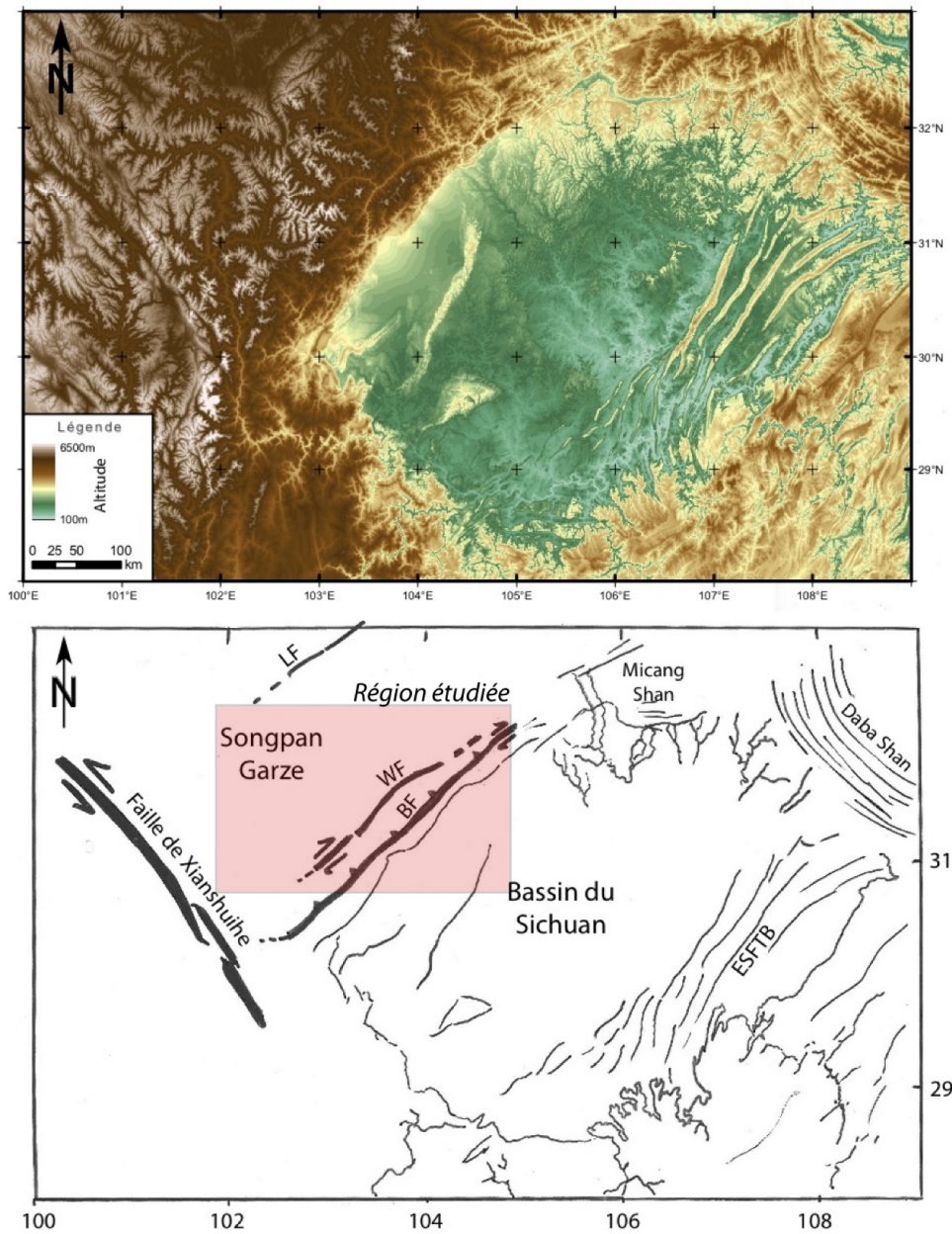


FIGURE 2.2 – a) Données SRTM USGS 3" dans le bassin du Sichuan complétées par un DEM chinois pour les zones où les données USGS sont manquantes. b) Localisation des grandes structures géologiques et des différentes chaînes de montagnes qui bordent ce bassin intracratonique. ESFTB : Eastern Sichuan Fold and Thrust Belt, BF : Faille de Beichuan, WF : Faille de Wenchuan et LF : Faille de Longriba. Le rectangle rouge indique la région des Longmen Shan étudiée au cours de cette thèse.



### 2.1.2 Les Longmen Shan : une zone de transition crustale

Jiang and Jin (2005) ont modélisé les anomalies de Bouguer et ont proposé une flexuration à grande longueur d'onde du Moho passant d'environ 35km de profondeur sous le craton du Yangtze à un peu moins de 48km sous le plateau Tibétain (figure 2.3). Cependant, du fait de la non-unicité des solutions obtenues à partir des données gravimétriques seules, il est difficile d'affirmer que cette géométrie crustale est valable.

A partir uniquement des données gravimétriques, il n'est pas possible de discriminer entre une transition crustale à angle faible (subduction) ou une discontinuité brutale.

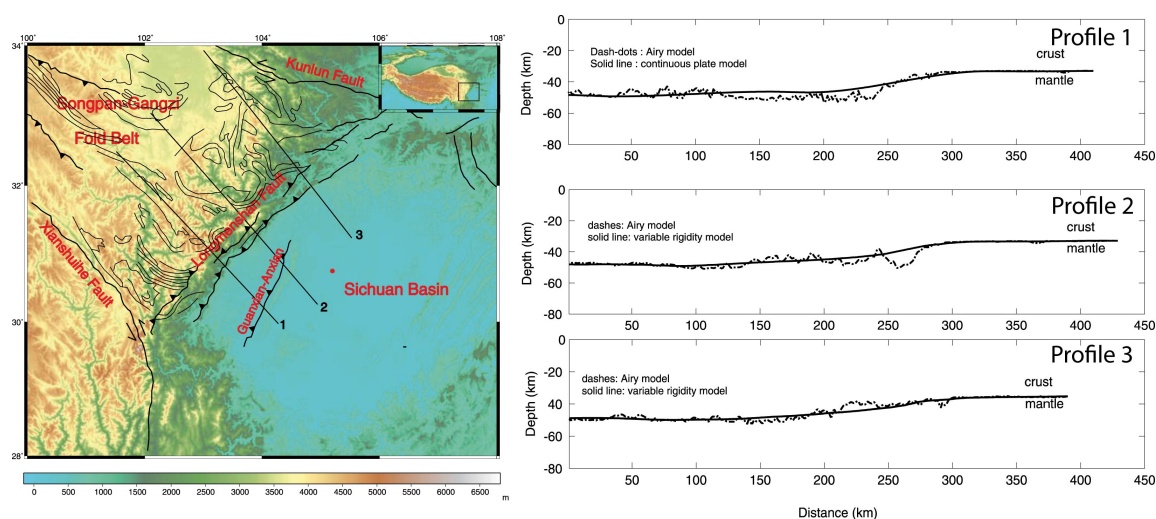


FIGURE 2.3 – Modèles crustaux proposés par Jiang and Jin (2005) pour expliquer les anomalies de Bouguer. Le contraste de densité choisi entre la croûte et le manteau est de  $500 \text{ kg.m}^{-3}$ . Le Moho présenterait une pente faible de 35km sous le bassin du Sichuan à environ 48km de profondeur sous le plateau tibétain.

Une étude a appliqué la méthode des fonctions récepteurs sur les données d'un réseau sismologique non dédié aux Longmen Shan dont 3 stations sismologiques (*MC01*, *MC02* et *MC03*) ont apporté des informations sur la structure crustale de la région des Longmen Shan (figure 2.4) (Xu *et al.*, 2007).

Leurs résultats indiquent que le Moho du plateau Tibétain serait à environ 63km de profondeur contre 48km en ce qui concerne le Moho sous le craton du Yangtze (figure 2.4) (Xu *et al.*, 2007).

Cependant, ces données ne permettent pas de contraindre précisément la géométrie crustale sous les Longmen Shan.

Pour lever cette incertitude, deux expériences de sismologie passive ont été réalisées simultanément de 2005 à 2007 : le réseau du programme "East Tibet" (Zhang *et al.*, 2009) et notre réseau "LongmenShan" (présenté dans cette thèse).

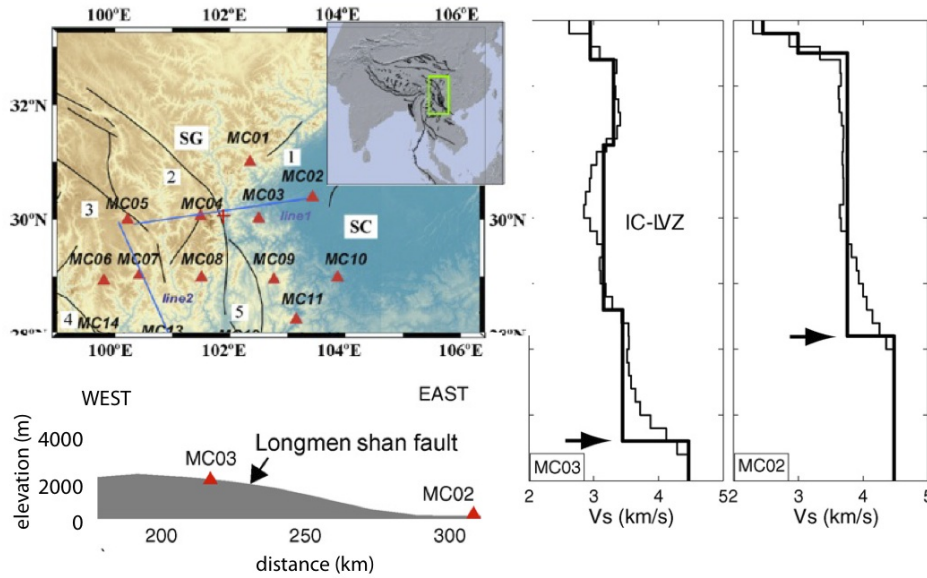


FIGURE 2.4 – Résultats à partir des données sismologiques présentés par Xu *et al.* (2007) concernant les deux stations sismologiques du réseau MIT localisées sous les Longmen Shan. Les profondeurs de Moho sont très différentes de part et d'autre des Longmen Shan ( $\sim 48$  km sous le bassin du Sichuan et  $\sim 63$  km sous le plateau Tibétain).

Les résultats utilisant la méthode d'imagerie des fonctions récepteurs suggèrent la présence d'un saut de Moho abrupt de 40 km sous le bassin du Sichuan à 55 km sous le plateau Tibétain d'après Zhang *et al.* (2009). Nos résultats, en utilisant la méthode des fonctions récepteurs, indiquent une profondeur de Moho de 45 km sous le bassin du Sichuan et de 63 km sous le plateau Tibétain (Robert *et al.*, 2010a,b).

### **Le craton du Yangtze, un bloc résistant**

Situé au Sud-Est des Longmen Shan, le craton du Yangtze est communément considéré comme un bloc crustal résistant (figure 2.5) (Kreemer *et al.*, 2000, 2003).

Le craton du Yangtze, avec le craton Cathaysien, appartient au bloc Chine du Sud (Pubellier *et al.*, 2008). Le socle du craton du Yangtze est considéré d'âge Archéen et sa marge Ouest est parsemée de corps magmatiques, volcaniques ou plutoniques dont les âges s'échelonnent entre 900 et 750 Ma (Roger and Calassou, 1997; Yan *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2007b; Yan *et al.*, 2008; Billerot, 2011a).

Les données de tomographie sismologique des ondes de surface (figure 2.6) indiquent des vitesses des ondes contrastées entre le craton du Yangtze présentant des vitesses rapides et la croûte tibétaine présentant des vitesses lentes (Li *et al.*, 2006; Burchfiel *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2008b).

Les Longmen Shan se localisent donc sur une zone de transition entre deux croûtes aux propriétés physiques différentes. Au premier ordre, ce contraste résulte de la position particulière des Longmen Shan, en bordure du plateau tibétain.

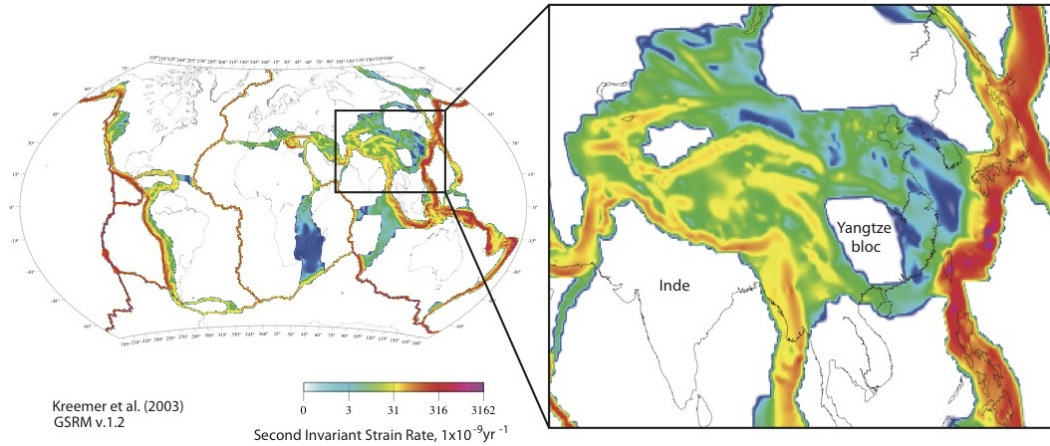


FIGURE 2.5 – Représentation du second invariant du tenseur des déformations modélisé à partir des données GPS et sismologiques (catalogue des CMT d’Harvard) et des valeurs de glissement sur les grandes failles localisées en Asie (le bloc Yangtze est considéré comme indéformable). Le plateau tibétain apparaît comme une zone de déformation diffuse contrastant avec les autres zones de convergence (Kreemer *et al.*, 2003)

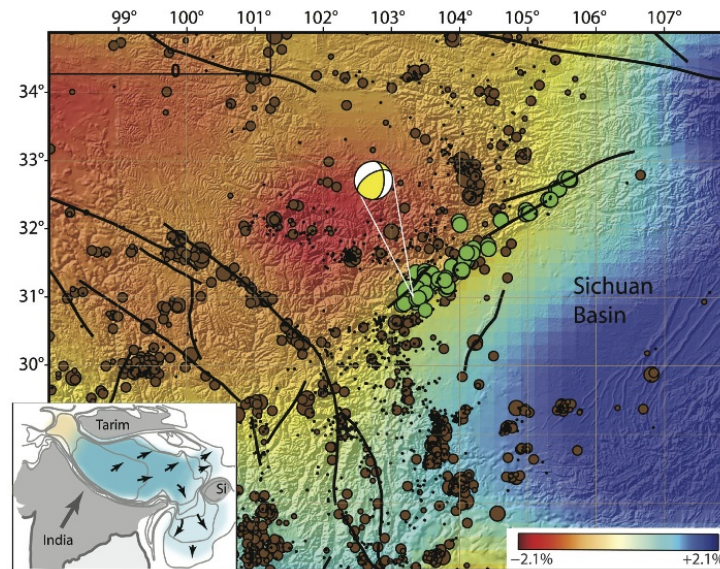


FIGURE 2.6 – Etude tomographique des ondes P dans la région des Longmen Shan à 100km de profondeur, montrant un contraste important dans la vitesse des ondes sismiques entre le craton du Yangtze et le plateau tibétain (Li *et al.*, 2006, 2008b; Burchfiel *et al.*, 2008). L’épicentre du séisme du Sichuan (12 Mai 2008) est indiqué, les séismes ( $M \geq 3$ ) localisés de 1964 à 2007 sont représentés par des cercles bruns (Engdahl *et al.*, 1998) alors que les répliques du séisme sont représentées par des cercles verts.

## 2.2 Les Longmen Shan : une chaîne intracontinentale active

Des caractéristiques atypiques de la chaîne des Longmen Shan ont entraîné une sous-estimation du risque sismique dans cette région. Cependant, le séisme du 12 Mai 2008 a montré que les Longmen Shan étaient une chaîne intracontinentale active.

### 2.2.1 Un faible raccourcissement enregistré par les données GPS à travers la chaîne

Le paradoxe majeur de cette chaîne de montagne est qu'en dépit d'un important gradient topographique, le raccourcissement mesuré par GPS à travers la chaîne est faible. En effet, il est estimé entre 3 et 6  $mm.an^{-1}$  (Chen *et al.*, 2000; Zhang *et al.*, 2004; Chen and Yang, 2004; Gan *et al.*, 2007; Shen *et al.*, 2009).

Dans un référentiel bassin du Sichuan fixe, ces vitesses faibles sont souvent inférieures à la barre d'erreur associée aux mesures.

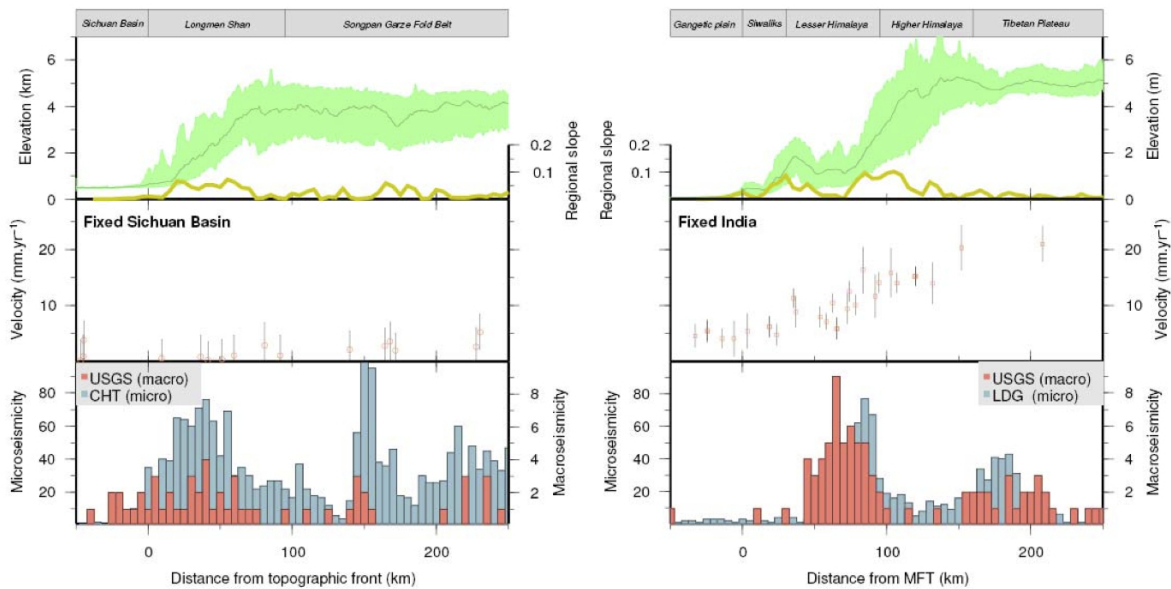


FIGURE 2.7 – Comparaison de l'altitude, du raccourcissement enregistré par les données GPS, de la microsismicité et de la macrosismicité des chaînes himalayennes et des Longmen Shan. Le raccourcissement enregistré par les données GPS à travers les Longmen Shan est environ 10 fois plus faible que celui à travers l'Himalaya (Godard, 2006).

La figure 2.7 compare les données de raccourcissement enregistrées par GPS, l'altitude, la pluviométrie et les données de micro et macrosismicité dans les Longmen Shan et en



Himalaya (Godard, 2006). Le raccourcissement enregistré par les données GPS à travers les Longmen Shan est environ 10 fois plus faible qu'en Himalaya alors que le gradient topographique est similaire.

Cette faible convergence a été le premier facteur qui a conduit à sous-estimer l'aléa sismique dans la région des Longmen Shan.

### 2.2.2 La microsismicité dans la région des Longmen Shan

Avant le séisme du Sichuan ( $M_w=8.0$ ), la microsismicité enregistrée par l'USGS dans la région des Longmen Shan était modérée et les épicentres des séismes étaient peu profonds et de faible magnitude (figure 2.8). De plus, la sismicité historique montrait peu de grands séismes dans la région et la présence de chevauchements actifs dans la région était discutée (Chen *et al.*, 1994; Burchfiel *et al.*, 1995; Kirby *et al.*, 2000; Densmore *et al.*, 2005). Des mouvements principalement décrochants ont été mis en évidence sur les failles de Beichuan et de Guanxian, à partir de données géomorphologiques (Densmore *et al.*, 2005, 2007). Ces auteurs ont mis en évidence des ruptures de surface associées à des séismes sur ces deux failles, entre 8 et 12ka pour la faille de Beichuan et depuis 4.2ka pour la faille de Guanxian (Densmore *et al.*, 2007, 2010) cependant aucune donnée concernant la magnitude ou la récurrence de grands séismes dans la chaîne des Longmen Shan n'était répertoriée.

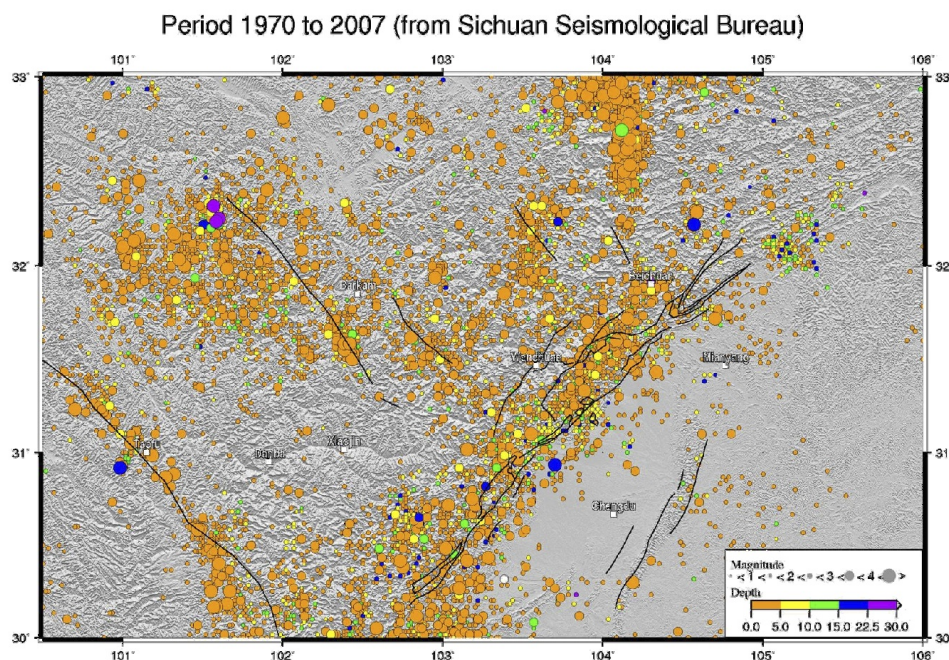


FIGURE 2.8 – Localisation des épicentres des séismes avant le séisme du 12 Mai 2008 (période de 1970 à 2007). Données du Bureau Sismologique du Sichuan, Prof. Zhu Jieshou

L'activité sismique de la région des Longmen Shan montre plusieurs points (figure 2.8) :

- La magnitude des séismes est faible, peu de séismes de magnitude supérieure à 4 ont été enregistrés de 1970 à 2007.
- La microsismicité est peu profonde, la majorité des séismes ont des épicentres à moins de 5km de profondeur.
- La majorité de l'activité sismique est localisée près du front de la chaîne des Longmen Shan, sur la faille de Xianshuihe, et plusieurs essaims de microsismicité sont observables dans le Songpan Garze.
- A l'inverse, la microsismicité est très faible dans le bassin du Sichuan.

### 2.2.3 Le séisme du Sichuan du 12 Mai 2008

Le séisme du Sichuan est le plus fort séisme décro-chevauchant intracontinental enregistré historiquement. Les failles qui ont rompu pendant ce séisme sont les failles de Beichuan et de Guanxian, situées dans la partie frontale de la chaîne.

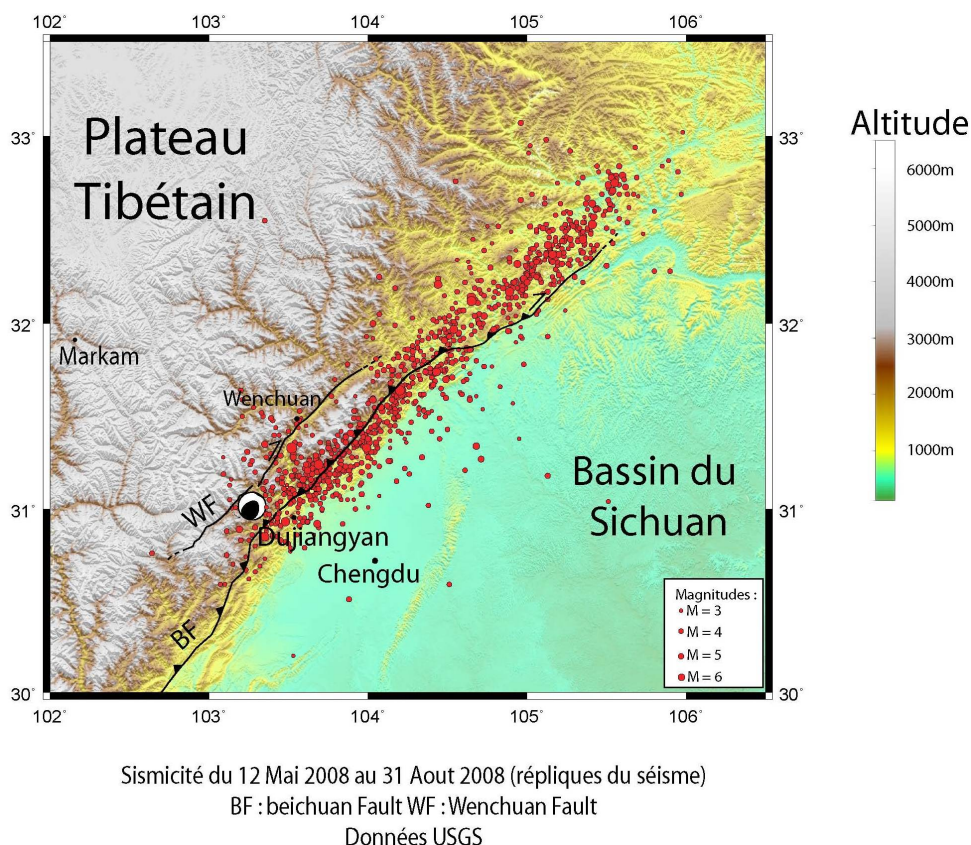


FIGURE 2.9 – Localisation des répliques du séisme du Sichuan du 12 Mai 2008. La rupture s'est propagée vers le Nord-Est sur une distance de plus de 270km.

Sa magnitude a été estimée entre 7.9 et 8.3 et il a eu lieu le 12 Mai 2008, à 14h28 heure locale. Son épicentre était situé à 80km à l'Ouest de Chengdu, à proximité de la ville de Gengda. La profondeur de l'hypocentre a été évaluée entre 15 et 20km et la rupture s'est propagée vers le Nord-Est sur plus de 270km de distance (figure 2.9).

Les mécanismes au foyer proposés par plusieurs organismes (Harvard Global CMT, USGS et Geoscope) indiquent un mouvement principalement chevauchant pour le séisme principal avec une composante dextre plus ou moins prononcée.

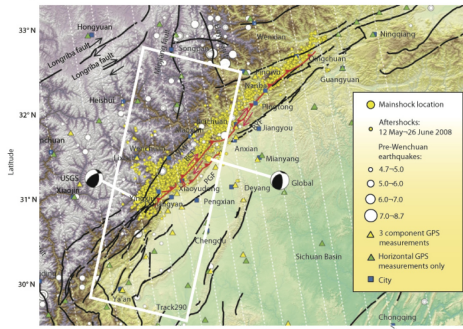
Pour une meilleure caractérisation du glissement cosismique, une étude de modélisation de la rupture cosismique à partir de données GPS, InSAR, ALOS et de rupture de surface montre plusieurs points importants (Shen *et al.*, 2009) (figure 2.10) :

- La rupture présente 2 importants patchs de glissement, le premier à proximité de l'épicentre et de le second à proximité de la ville de Beichuan (figure 2.10c).
- La faille de Beichuan a rompu sur plus de 270km et présente un mouvement majoritairement inverse dans la partie Sud-Ouest et transpressif dextre dans la partie Nord-Est (figure 2.10d et e)
- Au Sud-Ouest, la faille de Guanxian a rompu sur environ 70km de long et présente un mouvement uniquement inverse (figure 2.10d et e).
- Les modélisations du mouvement cosismique sur la faille de Beichuan nécessitent une diminution du pendage de la faille de Beichuan en profondeur dans la partie Sud-Ouest, suggérant une géométrie listrique de cette faille (figure 2.10b).

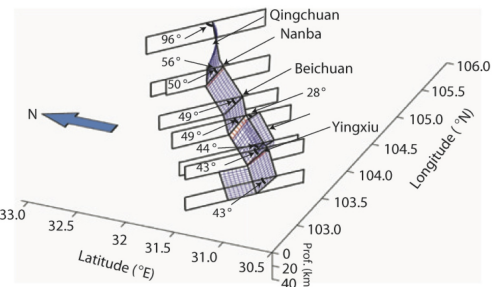
Ces observations indiquent donc que la rupture du séisme du Sichuan est complexe, segmentée et qu'elle présente des variations du Sud-Ouest au Nord-Est.



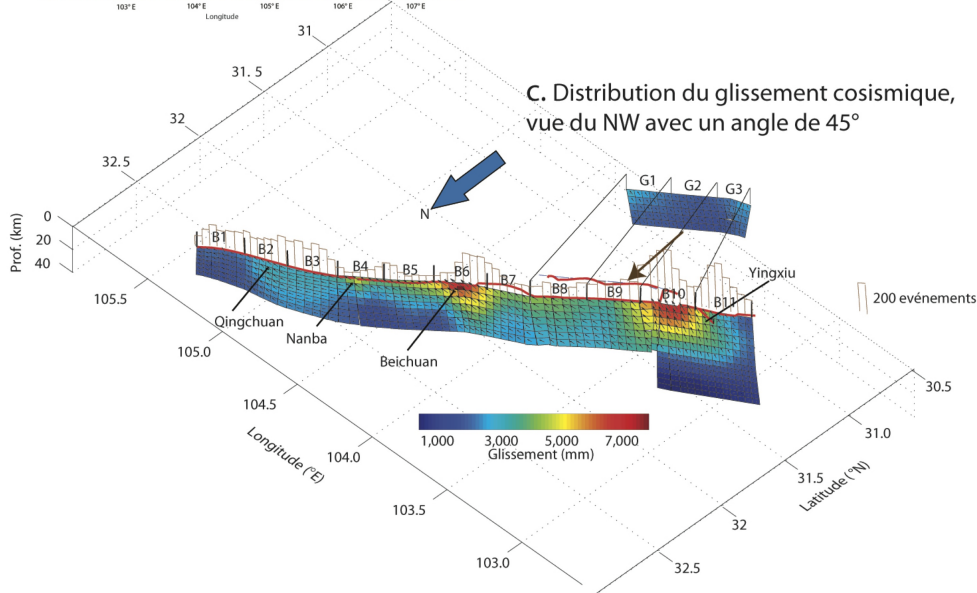
a. Rupture de surface et répliques



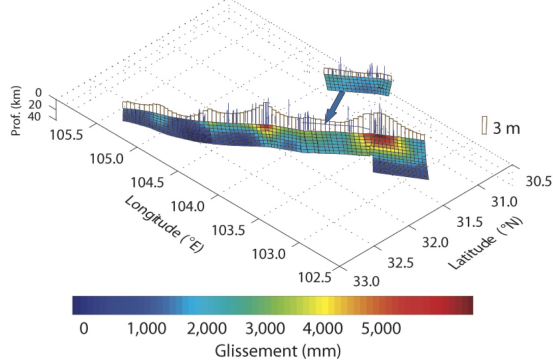
b. Géométrie de la faille



c. Distribution du glissement cosismique, vue du NW avec un angle de 45°



d. Mouvement inverse



e. Mouvement dextre

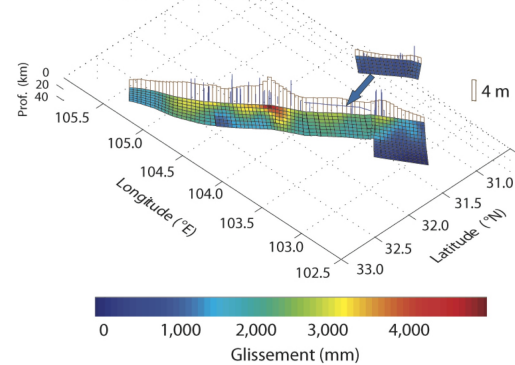


FIGURE 2.10 – **a)** Carte de la région des Longmen Shan indiquant la rupture de surface utilisée pour les modélisations présentées dans cette figure. La répartition des répliques (cercles jaunes) et des séismes de magnitude supérieure à 4.7 ayant eu lieu dans cette région pendant le siècle dernier (cercles blancs) est indiquée. De plus, la localisation des stations GPS utilisées dans cette étude est aussi reportée. **b)** Géométrie de la faille utilisée pour l'inversion du glissement cosismique **c)** Distribution du glissement cosismique vue du Nord-Ouest, d'un angle d'élévation de 45°. La rupture peut-être divisée en 2 zones de glissement majeur. **d)** Amplitude du mouvement inverse du glissement cosismique. **e)** Amplitude du mouvement dextre du glissement cosismique. Figure de Shen *et al.* (2009) modifiée

Une étude de corrélation sub-pixels d'images radar a permis de confirmer les modélisations effectuées par Shen *et al.* (2009) et a mis en évidence une rupture aveugle lors du séisme dans la partie Nord-Est de la zone affectée par le séisme (figure 2.11) (de Michele *et al.*, 2009, 2010; de Michele, 2010).

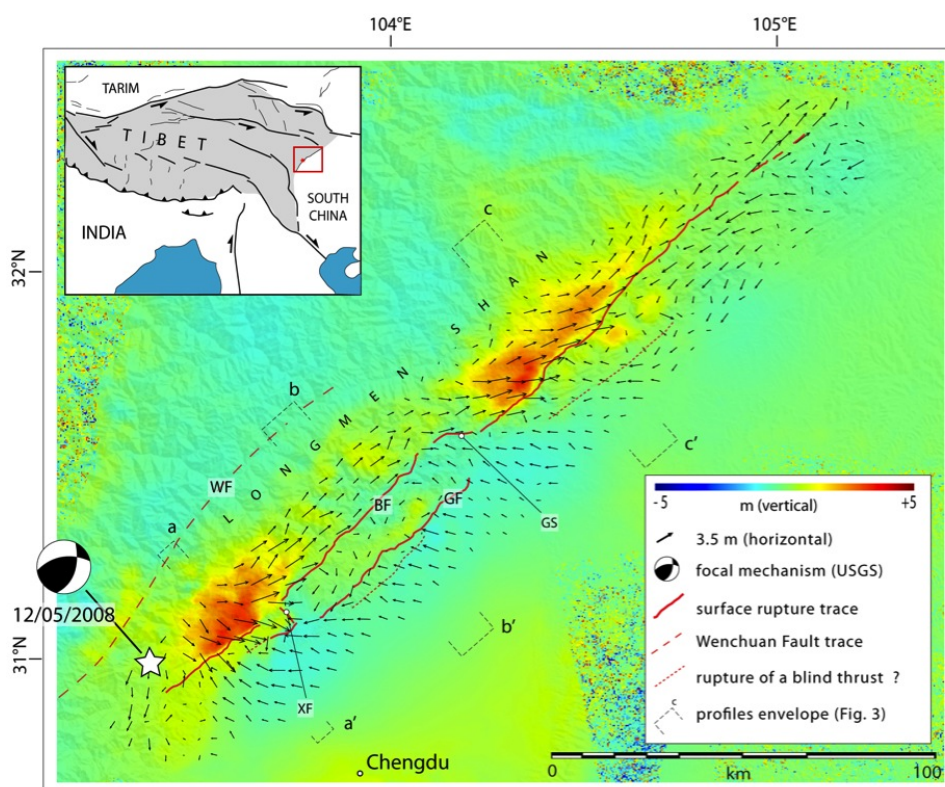


FIGURE 2.11 – Distribution du déplacement cosismique du séisme du Sichuan obtenu à partir des corrélations sub-pixels des images radars en amplitude. Les vecteurs indiquent le déplacement horizontal alors que l'échelle de couleur indique le déplacement dans le plan vertical. Les deux zones de glissement important sont bien visibles, ainsi que le mouvement principalement inverse pour le patch Sud-Ouest et transpressif dextre au Nord-Est. Enfin, au Nord-Est, du mouvement vertical est enregistré et associé à une rupture aveugle (ligne pointillée rouge).

Associées à ce séisme, des ruptures de surface ont été observées, comme en témoignent les photographies présentées sur la figure 2.12. Suivant la localisation sur la faille, la rupture observée variait de 0 à plus de 6m de jeu vertical. Le jeu décrochant est plus difficile à évaluer mais les données de terrain ont permis de le contraindre au premier ordre entre 0 et 4 mètres, pour ensuite le confronter aux résultats issus des données satellitaires. Enfin, de nombreux glissements de terrain ont fait suite au séisme, ce qui a rendu difficile l'observation de la rupture de surface dans certaines zones des Longmen Shan.



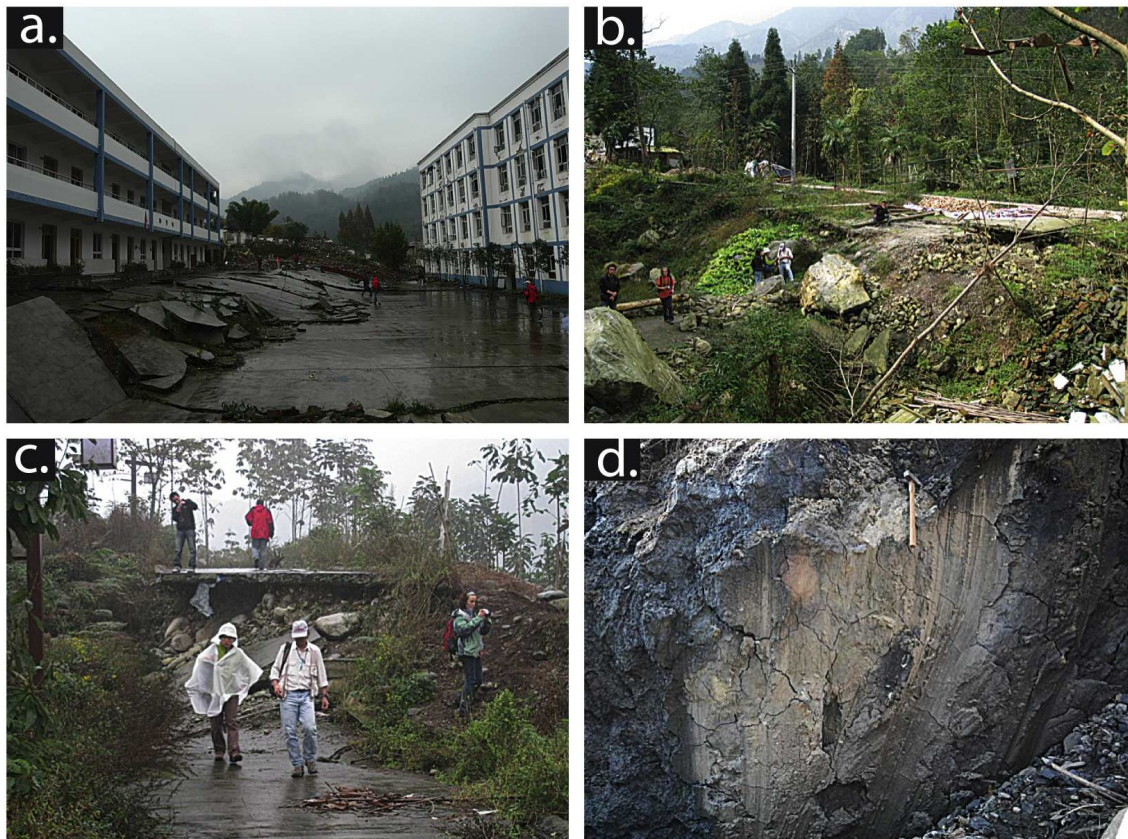


FIGURE 2.12 – Photographies des conséquences en surface du séisme de Wenchuan dans la région des Longmen Shan. a) Rupture de surface de plus de 2 mètres de décalage vertical sur la faille de Guanxian, dans la cour de l'école du village de Bailu. b) Rupture de surface d'environ 5 mètres sur la faille de Beichuan c) Rupture de surface sur la faille de Beichuan, indiquant un mouvement inverse et dextre d) Photographies prises quelques jours après le séisme, montrant des stries sur un plan de rupture de la faille de Beichuan, à proximité de Gaoyuan (escarpement de faille : N43NW85), photographie de Lung S. Chan.

La rupture du séisme du Sichuan était complexe, segmentée et partitionnée et plusieurs observations majeures peuvent être faites :

- La rupture est segmentée sur deux failles majeures : les failles de Beichuan et de Guanxian, ce qui suggère une connection en profondeur entre ces deux failles.
- Sur la faille de Beichuan, les modélisations de propagation de la rupture montrent une évolution d'un mouvement principalement inverse au Sud à un mouvement avec une importante composante décrochante dextre au Nord de la chaîne, ce qui atteste d'une rupture variable et de l'importance de considérer les variations latérales à travers le chaîne.
- Au Sud de la zone de rupture, la faille de Guanxian a été activée avec un jeu

purement inverse, ce qui implique un partitionnement de la déformation entre les failles de Beichuan et de Guanxian.

- Un chevauchement aveugle a été mis en évidence dans la partie Nord-Est de la chaîne (figure 2.11).
- La faille de Wenchuan n'a pas été activée lors de ce séisme.

Cependant, malgré les informations apportées par ce séisme, la géométrie en profondeur du système de faille structurant la chaîne des Longmen Shan reste débattue. Aucune étude ne prolonge le système de faille suffisamment en profondeur, ce qui ne permet pas de connaître le niveau de décollement sur lequel ces failles s'enracinent et si elles sont connectées en profondeur.

## 2.3 Les Longmen Shan : une chaîne polyphasée complexe

Les Longmen Shan sont considérés comme une chaîne intracontinentale polyphasée s'étant structurée majoritairement au cours de deux orogénèses : l'orogénèse indosinienne et la collision Inde-Eurasie.

### 2.3.1 Paléogéographie et tectonique anté-indosinienne

Nous avons vu que le craton du Yangtze était considéré comme un craton archéen et que sa marge Ouest était parsemée de corps magmatiques d'âges compris entre 900 et 750 Ma Billerot (2011a). Dans la région des Longmen Shan, ce socle Néo-Protérozoïque affleure au niveau des massifs du Pengguan, du Xuelong Bao, de Tonghua, de Baoxing, de Kangding et de Gezong. Billerot *et al.* (submitted) ont mené une étude géochimique et pétrologique précise de ces roches de socle et ont proposé l'existence d'une marge active au Néoprotérozoïque. Certaines roches magmatiques présentent des signatures marquant un retrait de la plaque plongeante pendant cet épisode de marge active qui a entraîné une accrétion de différents arcs ou bassins d'arrière-arc au niveau des Longmen Shan, jusqu'à 750Ma.

Les sédiments siniens (fin du Protérozoïque, période de l'Ediacarien) reposent en discordance sur le socle néoprotérozoïque aussi bien au niveau du massif du Pengguan (nos observations de terrain) qu'au Sud de Danba (Calassou, 1994), ce qui suggère la présence de relief lors du dépôt.

La sédimentation est assez faible jusqu'au Cambrien à partir duquel la nature des sédiments diffère entre ceux d'affinité Songpan Garze et ceux d'affinité bassin du Sichuan ou craton du Yangtze. Les Longmen Shan sont considérés comme correspondant à une zone de marge passive dès le Cambrien et constituent une limite paléogéographique dès le début du Paléozoïque (Burchfiel *et al.*, 1995).



### 2.3.2 L'orogénèse indosinienne dans la région des Longmen Shan

L'orogénèse indosinienne correspond à une phase tectonique majeure en Asie ayant été active de la fin du Trias au début du Jurassique (Ren, 1984; Lepvrier and Maluski, 2008), comme l'atteste la répartition des zones déformées et des sutures associées à cette orogénèse (figure 2.13).

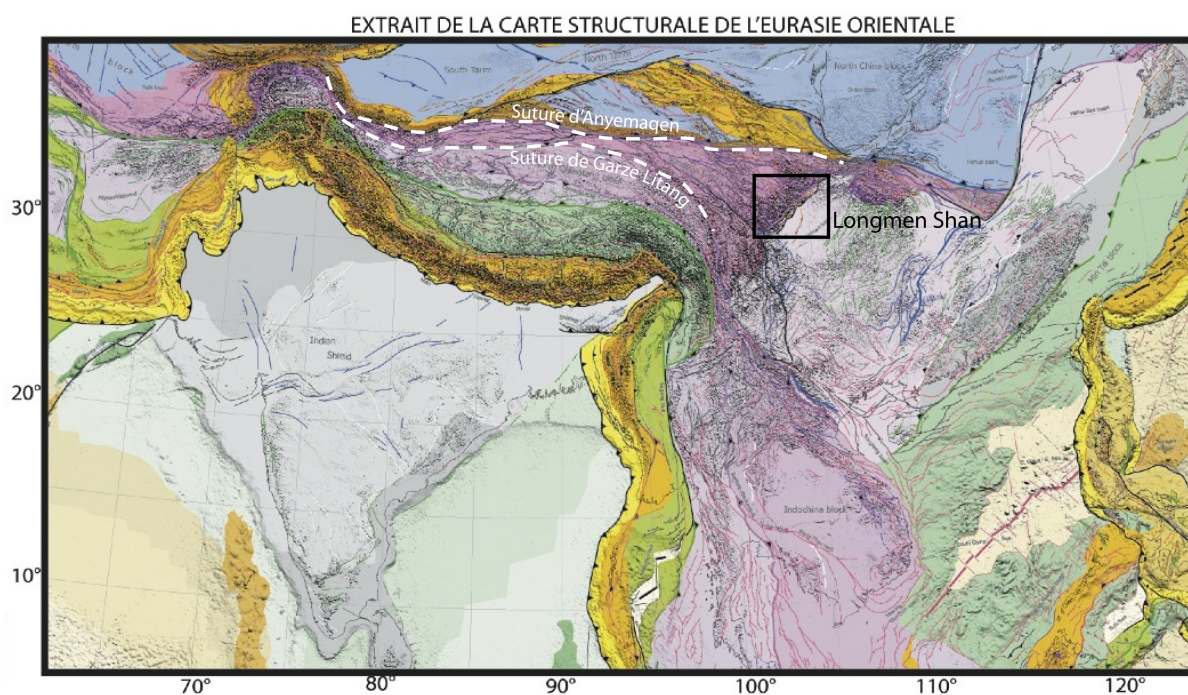


FIGURE 2.13 – Extrait de la carte structurale de l'Eurasie orientale mettant en évidence (en violet) les terrains affectés par l'orogénèse indosinienne et les sutures associées (Pubellier *et al.*, 2008). Les sutures d'Anyemaqen et de Garze-Litang (ou Jinsha) sont repérées.

Dans la région du plateau tibétain, cette orogénèse correspond à la fermeture de la Paléotéthys et à l'activation des deux zones de subductions à vergences opposées : la subduction d'Anyemaqen (au Nord) et celle de Garze-Litang (ou Jinsha) (au Sud) (figure 2.14) (Chen and Wilson, 1996; Roger *et al.*, 2008).

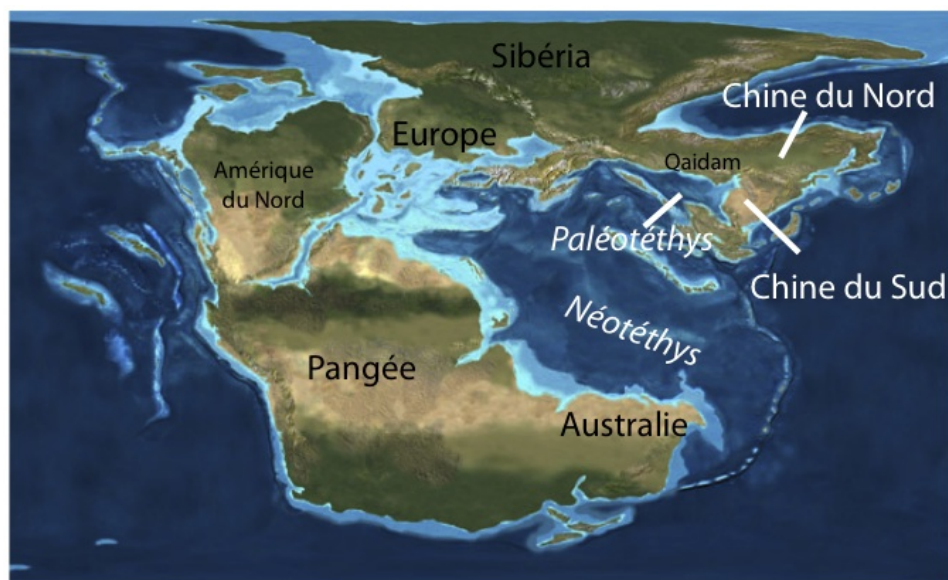


FIGURE 2.14 – a) Carte paléogéographique globale au début du Jurassique d'après Stampfli and Borel (2002) b) Carte schématique de reconstruction de la position des différents blocs continentaux et des océans pendant l'orogénèse Indosinienne dans la région des Longmen Shan (modifiée de Roger *et al.* (2008)).

La fermeture de la Paléotéthys a entraîné la formation du prisme d'accrétion géant du Songpan Garze entre ces deux zones de subductions (à l'Ouest) et la collision entre les blocs Chine du Nord et Chine du Sud (à l'Est). Dans cette hypothèse, la collision entre le bloc Qiangtang et le bloc Chine du Nord n'aurait jamais été atteinte (Roger *et al.*, 2008).

La figure 2.15 présente l'évolution tectonique de deux coupes géologiques de direction Nord-Sud au cours de l'orogénèse indosinienne selon Roger *et al.* (2008).

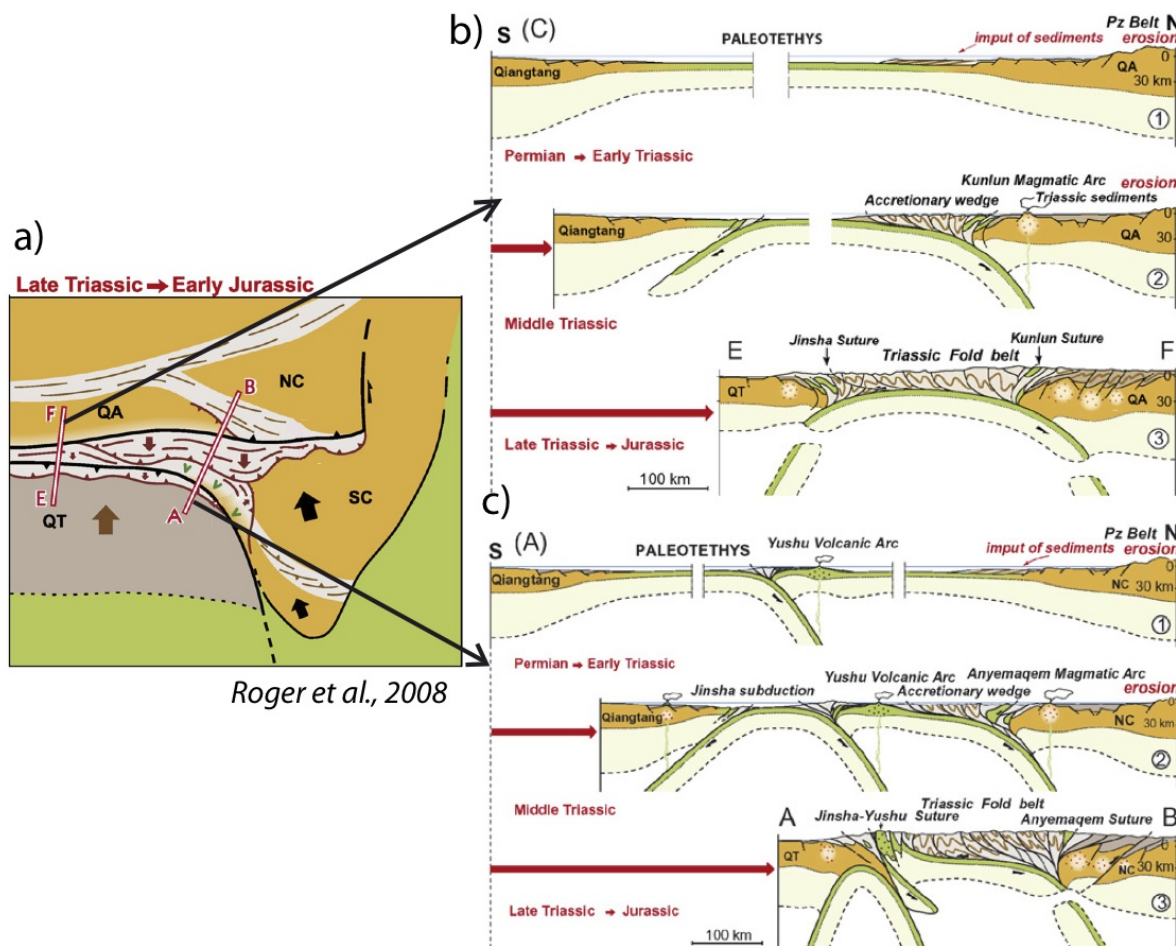


FIGURE 2.15 – a) Reconstitution paléogéographique proposée par Roger *et al.* (2008) et localisation des coupes géologiques présentées. b) et c) Coupes géologiques synthétiques montrant l'évolution tectonique de la chaîne de subduction triasique du Permien au Jurassique inférieur, pendant l'orogénèse Indosinienne. La double subduction de la Paléotéthys entraîne la formation de l'épais prisme d'accrétion du Songpan Garze. Une explication simplifiée des coupes est donnée dans le texte. QA : Qaidam, NC : Nord Chine, SC : Sud Chine et QT : Qiangtang.

Ces interprétations géodynamiques résultent de plusieurs types de données dont l'observation de zones de sutures présentant des roches intensément tectonisées et métamorphisées (faciès schiste bleu et élogite) au niveau des sutures d'Anyemaqen et de Jinsha (Yang *et al.*, 1996; Konstantinovskaia *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2008). De plus, des données géochimiques ont permis de caractériser le volcanisme d'arc associé à



ces subductions (Roger *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2011).

La première coupe du transect EF (figure 2.15b ) indique la situation avant le début de la convergence. La fermeture de la Paléotéthys induit le développement de l'arc du Kunlun et du prisme d'accrétion le long du bloc Qaidam visible sur la seconde coupe. Au Sud, la zone de subduction de Jinsha se met en place. Enfin, la dernière coupe montre le vaste et épais prisme orogénique triasique qui sépare les deux principaux blocs continentaux.

Les coupes du transect AB (figure 2.15c ) montrent que dans un premier temps, le mouvement vers le Nord du bloc Qiangtang implique la fermeture de la Paléotéthys par l'intermédiaire d'une zone de subduction intraocéanique et le développement de l'arc volcanique de Yushu. Ensuite, l'initiation de la subduction d'Anyemaqem vers le Nord et de la subduction de Jinsha vers le Sud ont lieu au Trias moyen et l'épais prisme sédimentaire du Songpan Garze se développe. Enfin, à la fin du Trias et au début du Jurassique, l'ensemble du système est pincé, des fragments de la croûte océanique de la Paléotéthys (suture de Jinsha) et l'arc volcanique du Yushu sont accrétés sur le bloc Qiangtang.

Le résultat de l'orogène Indosinienne est au premier ordre une structure de type prisme d'accrétion de très grande taille (épaisseur sédimentaire de plus de 15km) qui se retrouve pincée entre les blocs continentaux de Qaidam et de Qiangtang.

L'unité lithotectonique du Songpan Garze est limitée à l'Est par les Longmen Shan qui se situaient en position quasiment parallèle à la direction de convergence entre les blocs Qaidam / Chine du Nord et Qiangtang.

Au niveau des Longmen Shan, la série sédimentaire du Songpan Garze est épaisse (jusqu'à 20km) et déformée par de grands plis isoclinaux aux flancs redressés et associés à une schistosité de plan axial. Ces grands plis isoclinaux sont orientés Est-Ouest dans la partie Ouest du Songpan Garze et se parallélisent à proximité des Longmen Shan pour avoir une orientation Sud-Ouest / Nord-Est. Cette observation a été interprétée comme marqueur d'un important jeu décrochant sénestre au niveau des Longmen Shan (Chen *et al.*, 1994; Worley and Wilson, 1996; Harrowfield, 2001).

Dans les Longmen Shan, à proximité de la zone de cisaillement de Wenchuan, et au niveau du complexe métamorphique de Danba, la base de la pile sédimentaire du Songpan Garze, constituée de sédiments paléozoïques affleure. Ces sédiments sont caractérisés par un métamorphisme de moyenne pression et moyenne à haute température allant jusqu'à être migmatisés dans le complexe métamorphique de Danba. L'apparition de staurotide et de disthène est reportée à Danba et à proximité du massif du Xuelong Bao (Dirks *et al.*, 1994; Worley and Wilson, 1996; Harrowfield and Wilson, 2005; Billerot, 2011a). Cependant, dans les Longmen Shan, les seules données disponibles sont localisées à proximité du massif du Xuelong Bao, c'est pourquoi notre étude métamorphique s'est concentrée sur deux coupes au Sud et au Nord du massif, afin de compléter le set de données disponibles.

De plus, le métamorphisme décrit à proximité de Xuelong Bao n'a pas été daté. Les seuls âges publiés datant le métamorphisme ont été obtenus au niveau du massif de Danba et suggèrent que le métamorphisme et les déformations observées à Danba sont associées à l'orogénèse indosinienne (Mattaue *et al.*, 1992; Chen *et al.*, 1994; Roger *et al.*, 2004; Huang *et al.*, 2003,b) avec de très faibles influences des déformations plus récentes. Cependant, (Wallis *et al.*, 2003) et (Itaya *et al.*, 2009) proposent que le métamorphisme dans le faciès amphibolitique et la migmatisation observés à Danba se soient produits vers 65Ma sans proposer de modèle tectonique explicatif.

De nombreux granitoïdes sont intrudés dans les flyschs du Songpan Garze et sont datés du Trias supérieur ou du Jurassique inférieur, ils sont donc syn- à post-orogéniques (Roger *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2006, 2007; Xiao *et al.*, 2007a; Yuan *et al.*, 2010; Billerot, 2011a). L'importance du manteau dans la source des magmas serait une signature d'un amincissement du manteau lithosphérique, soit par délamination (Zhang *et al.*, 2007), soit par flexuration (Yuan *et al.*, 2010) qui marquerait la fin de l'orogénèse indosinienne.

### 2.3.3 Phase de déformation cénozoïque : conséquences de la collision Inde/Eurasie

Enfin, la majorité des auteurs considèrent une période de quiescence tectonique jusqu'à une réactivation de la chaîne lors de la phase cénozoïque. Cette phase de déformation est la conséquence de la collision continentale entre l'Inde et l'Eurasie qui est datée entre 40 et 45 Ma. Depuis 40 Ma, le raccourcissement total de la convergence Inde-Eurasie a été accommodé par plusieurs phénomènes :

- Raccourcissement au niveau de la chaîne Himalayenne ( $\sim 40\%$ ) (Masclé *et al.*, 2010).
- Épaississement progressif du Tibet qui se propage vers le Nord et l'Est.
- Extrusion de blocs vers l'Est et le Sud-Est comme le bloc indochinois entre  $\sim 35$  et 15 Ma. (Masclé *et al.*, 2010)

Dans la partie frontale des Longmen Shan, les données thermochronologiques montrent un important épisode de surrection vers 8-11Ma, interprété comme datant la surrection de la partie orientale du plateau tibétain (Kirby *et al.*, 2002; Godard *et al.*, 2009b, 2010). Dans la région de Danba, le refroidissement des sédiments du Songpan Garze s'accélère vers 30Ma, ce qui suggérerait une propagation du soulèvement du plateau de l'Ouest vers l'Est (Huang *et al.*, 2003b).

Godard *et al.* (2009b) ont montré que l'activité de la faille de Beichuan date de cet épisode de déformation.

## 2.4 Les modèles proposés pour expliquer les particularités des Longmen Shan

Trois grands types de modèles sont proposés par différents auteurs pour expliquer les caractéristiques actuelles de la chaîne des Longmen Shan.

### Le modèle de flux crustal chenalisé

Le modèle le plus communément accepté pour expliquer l'évolution de la région des Longmen Shan proposent la présence d'une zone à faible viscosité dans la croûte moyenne ou inférieure, liée à la présence de fusion partielle dans ce chenal. L'écoulement dans ce chenal serait perturbé à proximité du bloc résistant du craton du Yangtze et serait dévié autour de ce noyau rigide (Burchfiel *et al.*, 1995; Royden *et al.*, 1997; Clark and Royden, 2000; Clark *et al.*, 2005; Burchfiel *et al.*, 2008; Royden *et al.*, 2008) (figure 2.16). Ces modèles se basent sur la comparaison entre les topographies prédites par des modèles numériques ou des formulations semi-analytiques des écoulements visqueux avec le relief des zones étudiées (Godard, 2006).

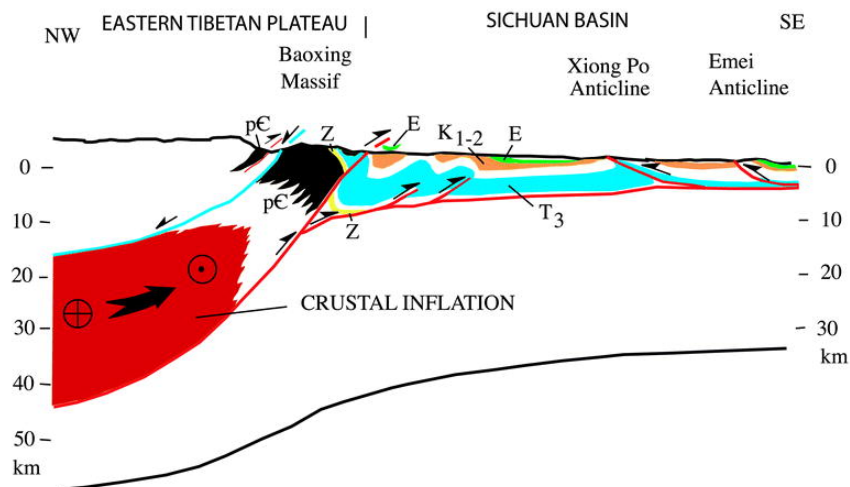


FIGURE 2.16 – Exemple de modèle géodynamique d'évolution de la bordure Est du plateau tibétain proposé par Burchfiel *et al.* (1995) et Burchfiel *et al.* (2008). Un flux de matériel peu visqueux au sein d'un chenal situé en croûte moyenne est perturbé par la présence du craton du Yangtze, agissant comme un bloc résistant, et induit un soulèvement de la surface localisé à la bordure du plateau tibétain.

Au niveau des Longmen Shan, une partie du flux est dirigée vers le haut, ce qui produirait un soulèvement de la chaîne sans nécessiter de raccourcissement horizontal important (figure 2.16).

De plus, ces modèles impliquent un soulèvement différentiel des hauts reliefs du front



par rapport à l'arrière de la chaîne, et donc un jeu normal sur la faille de Wenchuan. Cependant, aucune évidence de jeu normal n'a été démontrée sur la faille de Wenchuan (Robert *et al.*, 2010a).

### Le modèle de raccourcissement crustal simple

En opposition avec le modèle de flux crustal chenalisé, d'autres auteurs proposent que les Longmen Shan soient structurés comme une chaîne en raccourcissement classique (figure 2.17). Le faible raccourcissement enregistré à travers la chaîne entraînerait un cycle sismique de l'ordre de 1000 à 3000 ans (de Michele *et al.*, 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Hubbard *et al.*, 2010).

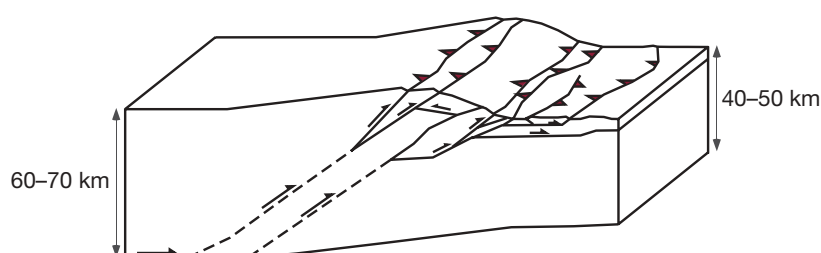


FIGURE 2.17 – Modèle de raccourcissement crustal proposé par Hubbard and Shaw (2009) et Hubbard *et al.* (2010) qui implique un enracinement jusqu'au Moho du système de failles structurant la chaîne des Longmen Shan.

### Le modèle de détachement intracrustal

Enfin, un dernier modèle a été proposé par Harrowfield (2001) et Wilson *et al.* (2006). Au sein de la croûte du Songpan Garze, un important niveau de décollement se localise en base de la pile sédimentaire du Songpan Garze, marquant le toit de la croûte supérieure. Sous ce décollement, les croûtes moyenne et inférieure, ainsi que le manteau lithosphérique s'épaississent de manière diffuse et présentent un comportement peu visqueux (figure 2.18). D'après ce modèle, le système de failles structurant les Longmen Shan est connecté en profondeur et se relie au niveau de décollement en base de la série sédimentaire du Songpan Garze.

Ce modèle d'évolution des Longmen Shan est le seul à prendre en compte les structures pré-cénozoïques de la chaîne, et donc son histoire polyphasée.

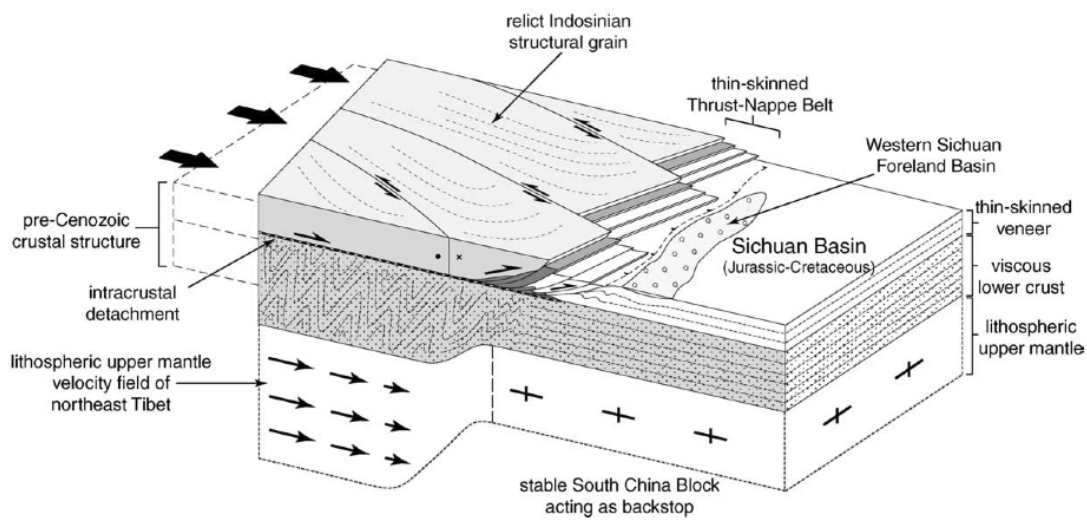


FIGURE 2.18 – Modèle de déformation à l'échelle lithosphérique proposé par Wilson *et al.* (2006). Ce modèle propose un important niveau de décollement entre la croûte supérieure et le reste de la lithosphère, en réactivant des structures crustales pré-cénozoïques.

## 2.5 Le plateau Tibétain, structure géologique remarquable et encore débattue

A plus grand échelle, les Longmen Shan sont localisés en bordure Est du plateau Tibétain qui forme une structure remarquable à l'échelle du globe du fait de sa superficie d'environ  $2.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  et de son faible relief (Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1977).

De nombreuses données géologiques et géophysiques sont disponibles sur le plateau Tibétain mais les modèles de formation et d'évolution du plateau sont encore discutés.

### 2.5.1 Le plateau tibétain : une mosaïque de blocs

Au premier ordre, le plateau Tibétain est constitué d'une mosaïque de 5 grands blocs (Himalayen, Lhasa, Qiangtang, Songpan Garze et Qaidam) accrétés successivement à l'Eurasie depuis le Paléozoïque inférieur (Mascle *et al.*, 2010) (figure 2.19).

Ces grands blocs sont séparés par des zones de sutures ophiolitiques qui ont été réactivées pendant la collision Himalayenne (Tapponnier *et al.*, 2001; Mascle *et al.*, 2010).

La figure 2.19 est un extrait de la carte structurale de l'Eurasie orientale indiquant les localisations des différents blocs, les zones de sutures et les âges de fermeture obtenus pour ces sutures (Roger *et al.*, 1995; He *et al.*, 2007; Roger *et al.*, 2008). L'âge des sutures est de plus en plus anciens vers le Nord, ce qui indique bien cette succession d'accrétion de blocs du Sud vers le Nord.

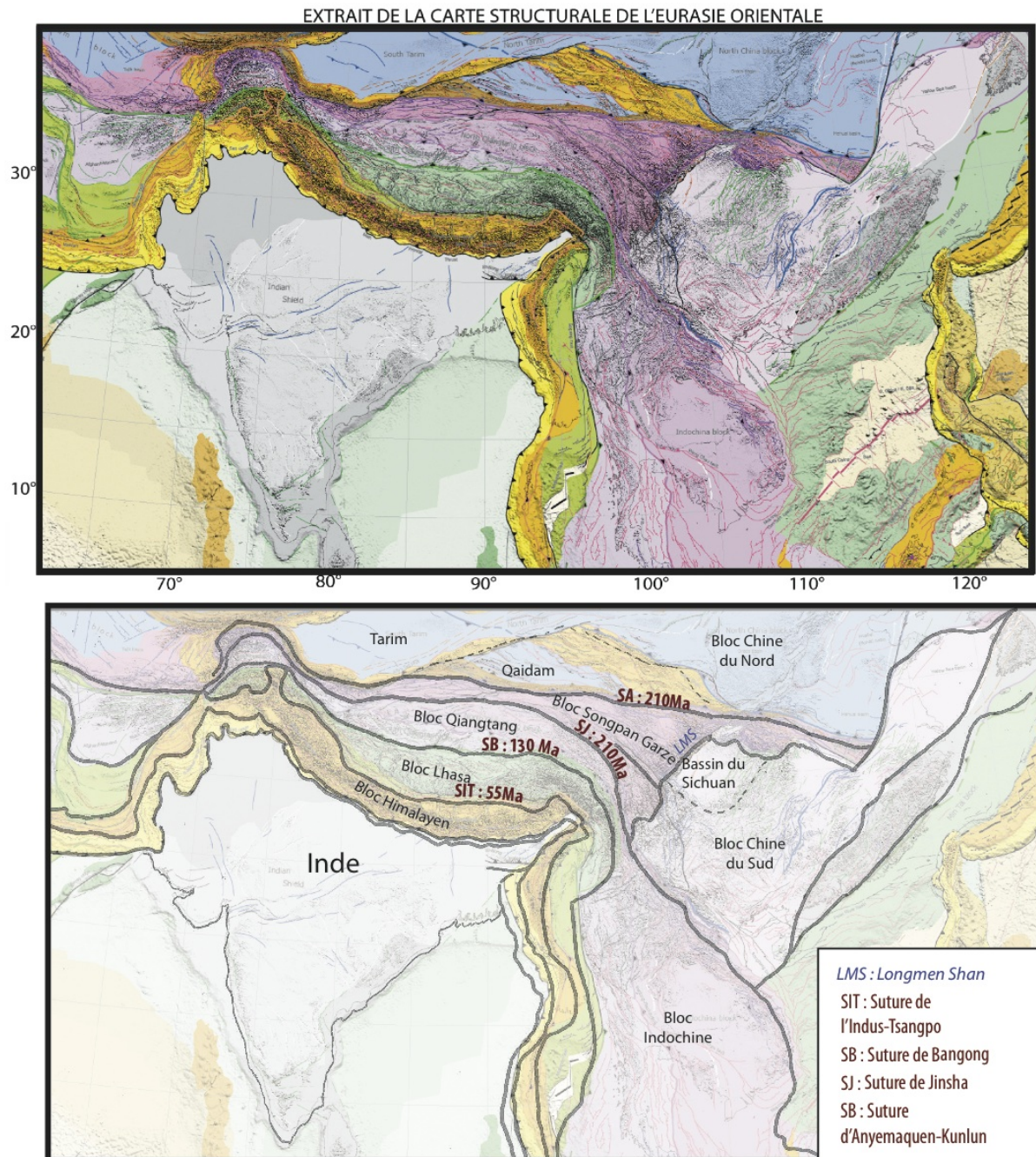


FIGURE 2.19 – Extrait de la carte structurale de l'Eurasie orientale et localisation des différents blocs et sutures majeures formant le plateau tibétain. Les âges indiqués sont les datations communément acceptées des mises en place des zones de sutures. (Pubellier *et al.*, 2008)



### 2.5.2 Sismicité et données GPS

L'enregistrement des champs de déplacement à partir des champs GPS est un premier élément pour étudier la déformation du plateau tibétain. De nombreuses études ont été menées et montrent un champ de déformation complexe (Jackson and Bilham, 2003; Jouanne *et al.*, 1999; Larson *et al.*, 1999; Paul *et al.*, 2001; Chen and Yang, 2004; Zhang *et al.*, 2004; Shen *et al.*, 2005; Bettinelli *et al.*, 2006; Gan *et al.*, 2007; Shen *et al.*, 2009). La convergence Inde-Asie n'est pas uniquement accommodée de manière frontale, mais également par de l'extrusion (figure 2.20).

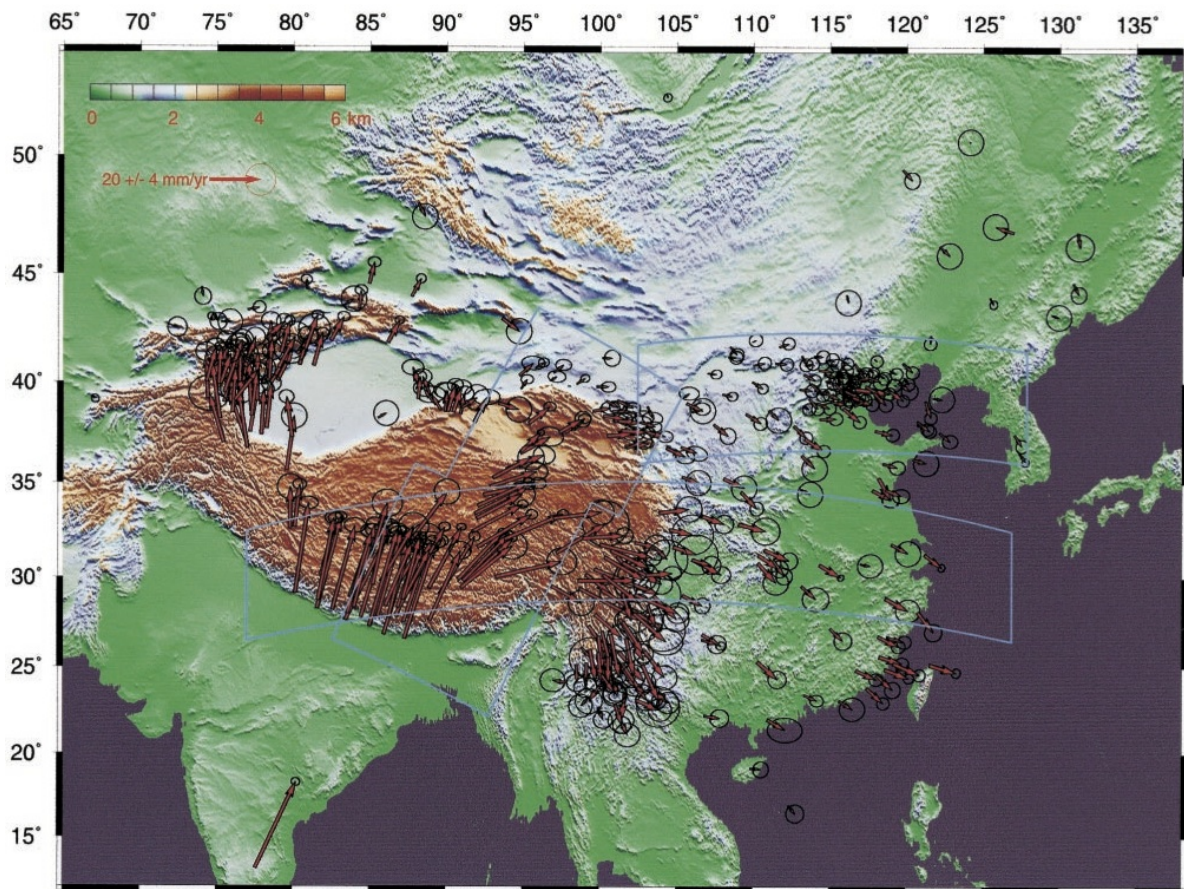


FIGURE 2.20 – Vecteurs GPS (mm/an) en considérant l'Eurasie stable, représentés sur une carte topographique (données gtopo30) de l'Asie. Les ellipses correspondent à l'erreur  $1\sigma$  (Gan *et al.*, 2007).

Les raccourcissements enregistrés par GPS rendent compte des vitesses prédites par la tectonique des plaques entre l'Inde et l'Eurasie (raccourcissement de l'ordre de  $40\text{mm.an}^{-1}$  mais la distribution de ces vitesses est répartie sur l'ensemble Himalaya-Tibet et les directions sont variables.

De grandes failles décrochantes découpant le plateau tibétain sont actives et sismo-

gènes mais leur rôle en ce qui concerne l'accommodation de la convergence Inde-Asie est discutée. Meriaux *et al.* (2005) estiment la vitesse sur la faille de l'Altyn Tagh à environ  $25\text{mm.an}^{-1}$ , alors qu'England and Molnar (2005) l'estiment seulement à environ  $8.5\text{mm.an}^{-1}$ .

La localisation de la sismicité est aussi un marqueur des zones de déformations actuelles. La plus grande partie des séismes du plateau Tibétain est localisée sur les grandes failles décrochantes et les grabens du Sud Tibet et la majorité de ces séismes se localisent entre 20 et 40 km de profondeur, dans la croûte moyenne et supérieure.

Ces informations sur le mode de déformation actuel du plateau tibétain sont majeures pour discriminer les différents modèles d'évolution du plateau.

### 2.5.3 Imagerie lithosphérique du plateau Tibétain

#### Structure lithosphérique au sein du plateau Tibétain

Des études sismologiques (projets INDEPTH, HIMNT, HICLIMB, KUNLUN, ...) montrent que la croûte tibétaine est épaissie (Nelson and al., 1996; Kind *et al.*, 2002; Wittlinger *et al.*, 2004; Vergne and Nabelek, 2005; Schulte-Peklum *et al.*, 2005; Hetenyi, 2007; Nabelek *et al.*, 2009). La profondeur du Moho varie de  $\sim 60\text{km}$  jusqu'à  $80\text{km}$  à proximité des Kunlun Shan (Chen and Yang, 2004).

Une étude récente d'imagerie aux fonctions récepteurs a mis en évidence un sous-placage de la croûte inférieure indienne et de son manteau lithosphérique sous la croûte tibétaine de l'Himalaya jusqu'à  $450\text{km}$  au Nord de l'Himalaya (Hetenyi, 2007; Nabelek *et al.*, 2009) (figure 2.21).

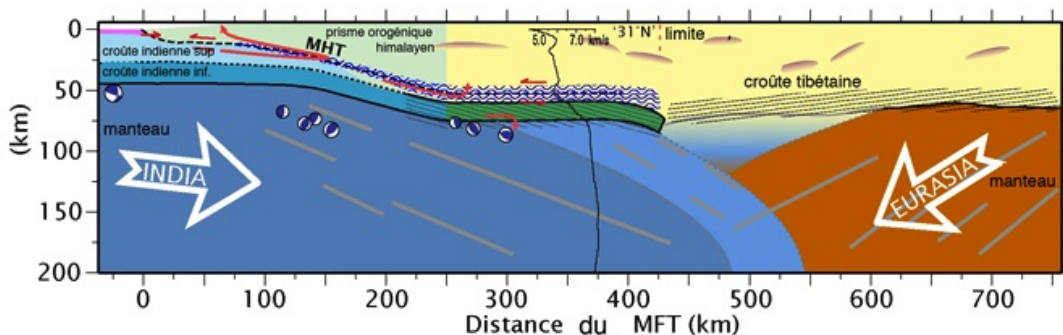


FIGURE 2.21 – Interprétation du profil sismologique Nord-Sud présenté dans la figure 2.23 d). La limite en profondeur entre les lithosphères indienne et tibétaine se situe à environ  $450\text{km}$  au Nord des premiers reliefs de la chaîne Himalayenne (Nabelek *et al.*, 2009). La croûte inférieure indienne est subductée et partiellement éclogitisée (en vert). La présence de réflecteurs pentés au sein des manteaux indien et eurasiatique est indiquée (traits grisés), ce qui suggèrent un plongement de ces derniers.



De plus, des études tomographiques des ondes de surface et des ondes  $Pn$  ont montré une anomalie négative des vitesses des ondes dans le manteau lithosphérique dans le bloc Qiangtang et le bloc du Songpan Garze (figure 2.22) (McNamara *et al.*, 1997; Liang and Song, 2006; Shapiro and Campillo, 2004). Ces vitesses lentes sont une signature d'anomalie thermique interprétée comme la présence d'une fenêtre asthénosphérique sous ses blocs, donc d'un manteau lithosphérique peu épais dans la partie Nord du plateau tibétain. Les anomalies positives de vitesses des ondes observées sous les blocs Himalayen et Lhasa sont au contraire interprétées comme la présence d'un épais manteau lithosphérique, ce qui suggère que le manteau supérieur de la croûte indienne est sous-plaquée avec la croûte inférieure.

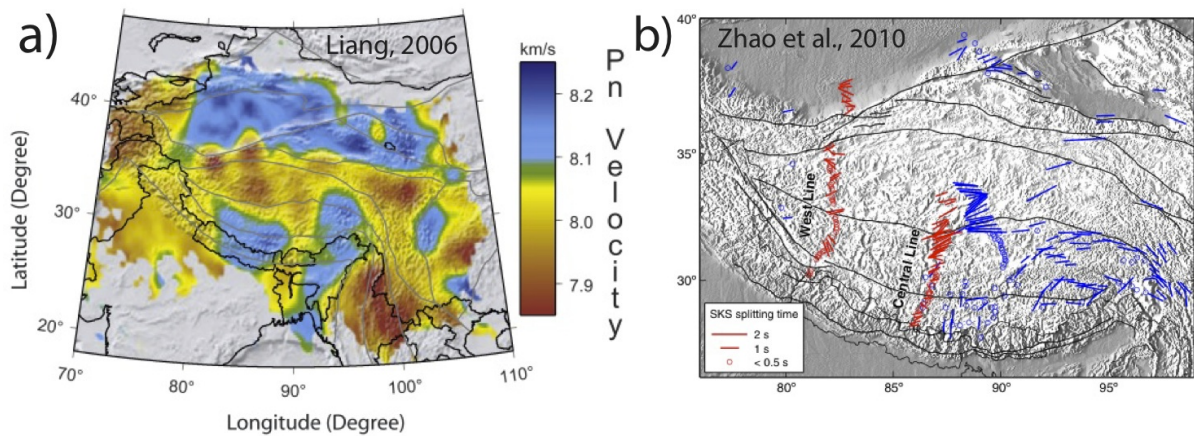


FIGURE 2.22 – a) Image tomographique obtenue à partir des ondes  $Pn$  montrant une anomalie positive de vitesse dans le manteau lithosphérique au nord de la suture de Bangong, sous le bloc Qiangtang (Liang and Song, 2006) b) Directions des axes rapides et valeur du délai en secondes obtenu à partir de la biréfringence des ondes SKS et SKKS. La zone d'atténuation des ondes  $Pn$  correspond à une zone d'anisotropie mantellique de direction Est Ouest importante (Zhao *et al.*, 2010). Les traits bleus sont une compilation des études préliminaires à celles effectuées par (Zhao *et al.*, 2010) alors que ceux estimés par ces auteurs sont en rouge.

Parallèlement, les données d'anisotropies obtenues à partir des ondes SKS et SKKS indiquent que la zone d'atténuation des ondes  $Pn$  correspond à une zone anistrophe d'axe rapide  $\sim$ EW. Ces observations sont interprétées comme marqueur d'une extrusion vers l'Est du manteau lithosphérique asiatique ductile par rapport au manteau indien rigide (Davis *et al.*, 1997).

La lithosphère tibétaine présente donc des hétérogénéités importantes et plusieurs mécanismes d'épaississement crustal sont actuellement proposés, sans qu'il n'y ait de

consensus pour un modèle donné.

### Structure crustale des bordures du plateau Tibétain

Les gradients topographiques de l'Himalaya, des Kunlun Shan et des Longmen Shan sont comparables. Cependant, la géométrie crustale en Himalaya est très différente de celle des Longmen Shan ou des Kunlun Shan (figure 2.23).

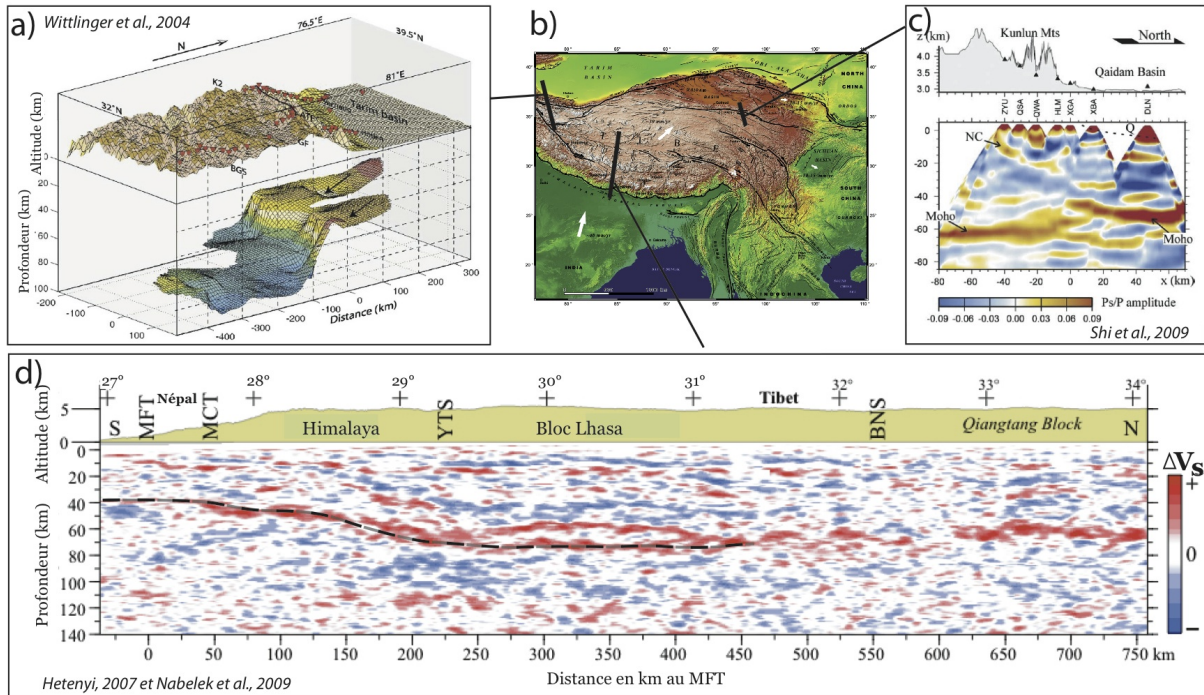


FIGURE 2.23 – Résultats d'études sismologiques utilisant la méthode des fonctions récepteurs sur les zones de transition crustale en bordure du plateau tibétain. a) Saut abrupt de Moho à la transition entre le bassin du Tarim et le plateau tibétain (Wittlinger *et al.*, 2004) b) Imagerie SRTM du plateau tibétain localisant les profils présentés. c) Imagerie crustale à travers les Kunlun Shan montrant un saut de Moho abrupt (Shi *et al.*, 2009) d) Mise en évidence du sous-placage d'une partie de la croûte indienne sous la partie Sud du plateau tibétain (Hetenyi, 2007; Nabelek *et al.*, 2009). La ligne pointillée noire et grise correspond au pointé du Moho.

Dans le Sud du plateau tibétain, l'imagerie sismologique met en évidence un approfondissement progressif du Moho d'environ 40km sous l'Inde à des profondeurs comprises entre 65 et 75km sous le plateau tibétain (Hetenyi *et al.*, 2006; Hetenyi, 2007; Nabelek *et al.*, 2009). A l'inverse, au Nord-Ouest du plateau, à l'aplomb de la grande faille décrochante de l'Altyn Tagh, un saut de Moho abrupt de 20km est observé (Wittlinger

*et al.*, 2004).

Malgré des profils topographiques moyens similaires, la géométrie crustale des bordures Nord et Sud du plateau sont très différentes et reflètent des histoires géologiques différentes. Le saut abrupt de Moho observé dans les Longmen Shan pourrait être interprété, à priori, comme celui observé dans les Kunlun Shan mais la convergence entre ces deux chaînes est différente. Certains auteurs interprètent ce saut de Moho comme étant la conséquence de l'affrontement de la croûte tibétaine épaisse et déformable sur le craton du Yangtze (sur lequel s'est formé le bassin du Sichuan), considéré comme un bloc résistant (Robert *et al.*, 2010a,b).

### 2.5.4 Surrection du plateau Tibétain

La surrection du plateau tibétain se fait en réponse de l'épaississement crustal faisant suite à la collision de l'Inde dans le continent Eurasiatique (Mulch and Chamberlain, 2006). Comprendre l'évolution de la surrection du plateau apporte donc des informations sur l'évolution de l'épaississement crustal tibétain, et donc des mécanismes de cet épaississement.

Plusieurs types de données variées (magnétostratigraphie, répartitions des pollens, paléoaltimétrie,...) suggèrent que le plateau tibétain se situe à une altitude relativement élevée depuis au moins 20 Ma, voire 40Ma pour ses parties Sud et centrale (figure 2.24) (Ruddiman, 1998; Mulch and Chamberlain, 2006; Rowley and Currie, 2006; van der Beek *et al.*, 2009).

Une progression de l'extension du plateau vers le Nord et vers l'Est est proposée sur la figure 2.24 qui montre la formation d'un proto-plateau (altitudes supérieures à 4000m) dès 40 Ma. Des évaluations volumétriques montrent qu'actuellement la majeure partie du flux de matière entrant (croûte indienne) est compensé par un fluage ou une extrusion de la matière vers l'Est du plateau, ce qui aboutit à une augmentation de la superficie du plateau, et donc une évolution de la surrection vers le Nord et l'Est (Mascle *et al.*, 2010).

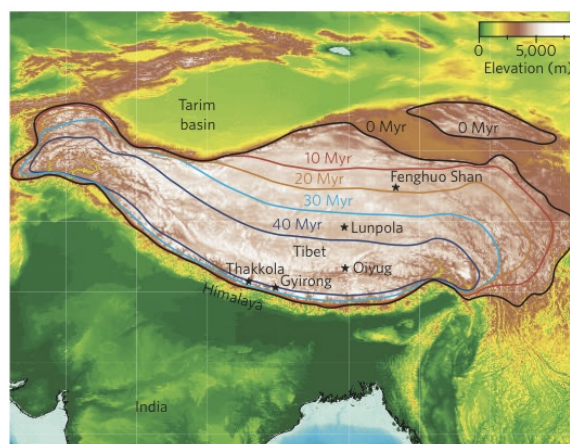


FIGURE 2.24 – Historique de l'altitude du plateau tibétain : Les courbes de couleur correspondent aux zones d'altitude supérieure à 4000m pour chaque âge correspondant. Il y a propagation du plateau vers le Nord et vers l'Est. Figure de Mulch and Chamberlain (2006) et Rowley and Currie (2006).

Dans la région des Longmen Shan, la surrection serait très récente, de moins de 10Ma (figure 2.24), et se propagerait vers l'Est, ce qui est assez cohérent avec les données de thermochronologie obtenues dans les Longmen Shan.

### 2.5.5 Processus d'épaississement crustal et modèles d'évolution des déformations du plateau

Dans les modèles d'épaississement crustal et d'évolution de la déformation à l'échelle crustal du plateau tibétain, l'épaississement crustal et la surrection du plateau sont directement liés, et doivent permettre d'expliquer les caractéristiques actuelles du plateau. Seul le modèle de successions de subductions et d'extrusion de blocs rigides prend en compte l'histoire polycyclique d'accrétion de blocs et de réactivation des sutures structurant le plateau tibétain.

Ces modèles proposés peuvent être regroupés en 4 grands types, même s'il existent des modèles intermédiaires :

1. Modèle d'épaississement crustal diffus
2. Modèle du flux chenalisé au sein de la croûte inférieure ou moyenne
3. Modèle de subductions continentales considérant l'extrusion de blocs rigides
4. Modèle de sous-placage

#### Modèle d'épaississement crustal diffus

La figure 2.25 est une représentation simple du modèle d'épaississement diffus proposé pour expliquer l'épaisseur crustale tibétaine. Dans ce modèle, lorsque deux lithosphères s'affrontent, un épaississement diffus se crée à l'échelle de toute la lithosphère (England and Houseman, 1988; Molnar *et al.*, 1993; Murphy *et al.*, 1997). Dans certains modèles, l'épaississement du manteau lithosphérique entraîne sa délamination suivie d'une remontée asthénosphérique responsable de la surrection du plateau.

Cependant, ces modèles nécessitent un taux d'érosion qui dépasse  $1\text{cm.an}^{-1}$  pendant plus de 10Ma, ce qui est 10 fois supérieur aux valeurs actuelles du taux d'érosion (Henry *et al.*, 1997).

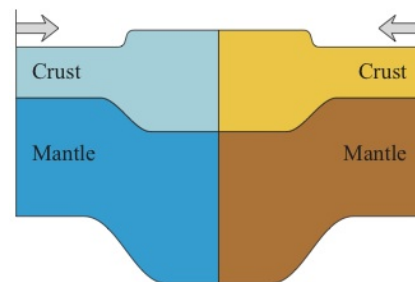


FIGURE 2.25 – Schématisation du modèle d'épaississement crustal diffus d'après Hetenyi (2007).



### Modèle de flux crustal chenalisé au sein de la croûte

La figure 2.26 est une représentation du modèle de flux crustal chenalisé. Le manteau lithosphérique indien subducte ou se sous-plaque sous la croûte tibétaine, alors que la croûte indienne est incorporée à la croûte tibétaine, expliquant ainsi l'épaississement crustal. Du fait de l'importante épaisseur crustale et donc de températures élevées, la croûte inférieure subit une fusion partielle et un important fluage crustal a lieu (Beaumont *et al.*, 2001; Jamieson *et al.*, 2002; Beaumont *et al.*, 2004; Clark *et al.*, 2005). Ce modèle a été proposé à partir de résultats de modélisations numériques thermomécaniques et d'observations géologiques de zones migmatitisées en Himalaya (Searle *et al.*, 2006). Cependant, les viscosités proposées pour la croûte inférieure sont très faibles et impliquent une zone de fusion partielle qui a été remise en cause à partir de données d'imagerie sismologique.

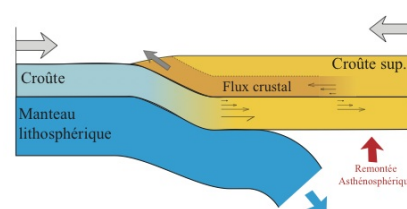


FIGURE 2.26 – Schématisation du modèle de flux crustal chenalisé simplifié à partir des résultats de Beaumont *et al.* (2004)

### Modèle de sous-placage

Ce type de modèle a été proposé par Argand (1924) puis modifié par plusieurs auteurs dont Ni and Barazangi (1984); Coward and Butler (1985); Zhao and Morgan (1987); DeCelles *et al.* (2002); Hetenyi (2007) et Nabelek *et al.* (2009). Dans ces modèles, la croûte tibétaine est épaissie par un phénomène de sous-placage de la totalité ou d'une partie de la croûte indienne. Dans ces modèles, l'élévation du plateau tibétain est reliée à des phénomènes d'isostasie de type Airy.

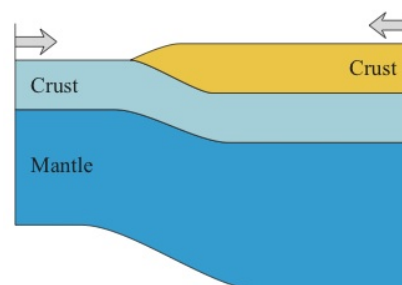


FIGURE 2.27 – Schématisation du modèle de sous-placage d'après (Hetenyi, 2007).

### Modèle de successions de subductions et extrusion de blocs rigides

La figure 2.28 est un schéma représentatif du modèle d'épaississement de la croûte tibétaine par succession de subductions continentales. Dans ce type de modèles, la structure en blocs séparés par des zones de sutures du plateau tibétain est réactivée à partir de 55Ma sous forme d'écaillage crustal entraînant un épaississement de la croûte et la surrection du plateau tibétain (Matte *et al.*, 1996; Tapponnier *et al.*, 2001). Les différents blocs séparés par les zones de sutures sont réactivées en failles décrochantes, ce qui entraîne l'extrusion vers l'Est de ces blocs rigides en réponse au mouvement vers le Nord du bloc indien.

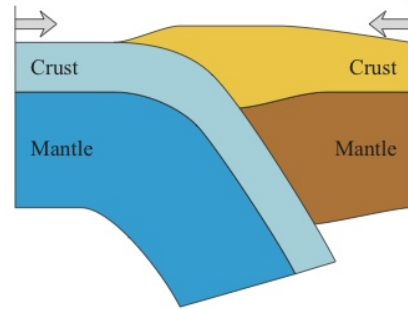


FIGURE 2.28 – Schématisation du modèle de subductions continentales d'après (Hetenyi, 2007).





## 2.6 Points Importants qui ont motivé cette étude

1. Cette chaîne présente un gradient topographique élevé avec une faible convergence enregistré par les données GPS à travers la chaîne, ce qui est paradoxale et a entraîné une sous-estimation du risque sismique dans cette région.
2. Située en bordure Est du plateau tibétain, cette chaîne est une zone clef pour comprendre les processus de formation et d'évolution du plateau.
3. Une étude à différentes échelles de temps et d'espace est importante pour comprendre la géodynamique de cette région qui est directement liée à l'aléa sismique dans cette zone.
4. Les Longmen Shan forment une chaîne intracontinentale polyphasée qui est une zone privilégiée pour étudier l'importance de l'héritage structural dans les réactivations tectoniques des chaînes de montagne.
5. La position oblique de cette chaîne par rapport à la géodynamique régionale est intéressante pour étudier l'impact des différentes phases de divergence et de convergence sur la structure actuelle de la chaîne.

Les caractères majeurs de la chaîne des Longmen Shan posent donc des questions importantes sur la formation et l'évolution géodynamique de cette chaîne intracontinentale :

- Quelle est l'importance de l'héritage structural dans les déformations observées actuellement au sein de la chaîne ?
- Pourquoi les Longmen Shan forment-ils une bordure si abrupte du plateau tibétain ?
- Quelles hypothèses peuvent être proposées pour expliquer le contraste rhéologique observé ?
- Les Longmen Shan peuvent-ils apporter des informations sur quand et comment s'est fait l'épaississement de la croûte tibétaine ?

# Structure lithosphérique des Longmen Shan à partir des données géophysiques

---

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Acquisition de données lors de l'expérience Longmen Shan . . .</b>	<b>48</b>
3.1.1	La géophysique sur le terrain . . . . .	49
3.1.2	Caractéristiques du réseau et des stations sismologiques utilisées .	49
3.1.3	Traitement des données sismologiques . . . . .	52
3.1.4	Données gravimétriques . . . . .	54
<b>3.2</b>	<b>Présentation des différentes méthodes utilisées . . . . .</b>	<b>56</b>
3.2.1	Imagerie des interfaces : la méthode des fonctions récepteurs . . . .	56
	Conversions d'ondes au passage d'une interface . . . . .	56
	Méthode de déconvolution . . . . .	58
	Comment lire une fonction récepteur ? . . . . .	60
	Migration des fonctions récepteurs . . . . .	63
	Estimation du rapport $\frac{V_p}{V_s}$ à partir des fonctions récepteurs . . . . .	64
3.2.2	Apports des anomalies gravimétriques : modélisation des anomalies de Bouguer . . . . .	66
3.2.3	Tomographie de bruit sismique . . . . .	67
	Principe de la méthode . . . . .	67
	Traitement des données . . . . .	67
	Mesure des courbes de dispersion . . . . .	69
3.2.4	Détermination de l'anisotropie mantellique à partir des ondes SKS et SKKS . . . . .	70
<b>3.3</b>	<b>Résultats : les Longmen Shan, du manteau à la surface . . . . .</b>	<b>73</b>
3.3.1	Comment se fait la transition entre le craton du Yangtze et le plateau Tibétain à l'échelle crustale ? . . . . .	73
3.3.2	Y-a-t-il des évidences d'anisotropie au sein de la croûte tibétaine ?	79
3.3.3	Quelles sont les évidences de la présence d'un flux chenalisé au sein de la croûte ? . . . . .	83
	Evolution des rapports $\frac{V_p}{V_s}$ le long du profil sismologique . . . . .	83
	Résultats de la tomographie de bruit sismique . . . . .	91
	Conclusions concernant la présence d'une flux chenalisé au sein de la croûte tibétaine . . . . .	96

3.3.4	Quelles informations peut-on obtenir concernant le manteau supérieur dans la région des Longmen Shan ? . . . . .	97
	Étude de la biréfringence des ondes SKS et SKKS . . . . .	97
	Informations sur les interfaces profondes à partir des fonctions récepteurs . . . . .	99
<b>3.4</b>	<b>Résultats principaux de l'approche géophysique . . . . .</b>	<b>101</b>

---

L'évolution de nos connaissances concernant la formation, l'évolution et la dynamique du plateau tibétain, et plus généralement des orogènes, est liée aux résultats obtenus par les campagnes d'exploration sismologique qui se sont déroulées dans cette région depuis plus de 20 ans. Ces campagnes ont permis de déterminer la structure et la composition de la croûte et du manteau supérieur dans la partie centrale du plateau tibétain, ainsi que sur les bordures Sud, Nord-Ouest et Nord-Est. Plusieurs études sismologiques ont permis d'imager la transition crustale entre la plaque indienne et le plateau tibétain (Indepth, Indepth II, HiMNT, HiClimb) (figure 3.1).

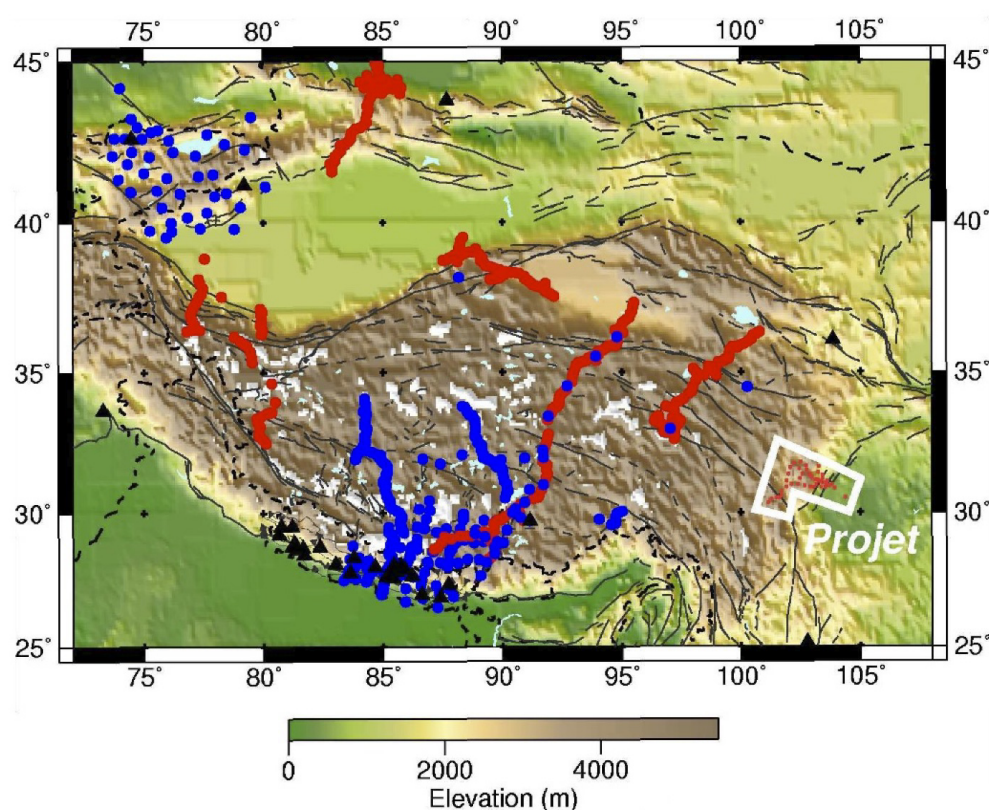


FIGURE 3.1 – Carte topographique du plateau tibétain où sont indiquées les localisations des stations des grandes expériences de sismologie passive s'étant déroulées depuis 1991. Les expériences franco-chinoises sont indiquées en rouge, les expériences sino-américaines en bleu et les stations permanentes sont en noir. Le projet initial de localisation des stations du projet Longmen Shan est encadré en blanc.

A l'inverse, aucune imagerie crustale de la région des Longmen Shan n'était disponible en 2007, au début de cette thèse.

Le réseau sismologique de l'expérience Longmen Shan, constitué de 36 stations mobiles, a été installé le long d'un profil s'étendant de l'anticlinal de Longqan Chan jusqu'au Sud de la faille de Xianshui He (figure 3.2). Ce chapitre va présenter les données et les résultats de l'expérience sismologique Longmen Shan.



### 3.1 Acquisition de données lors de l'expérience Longmen Shan

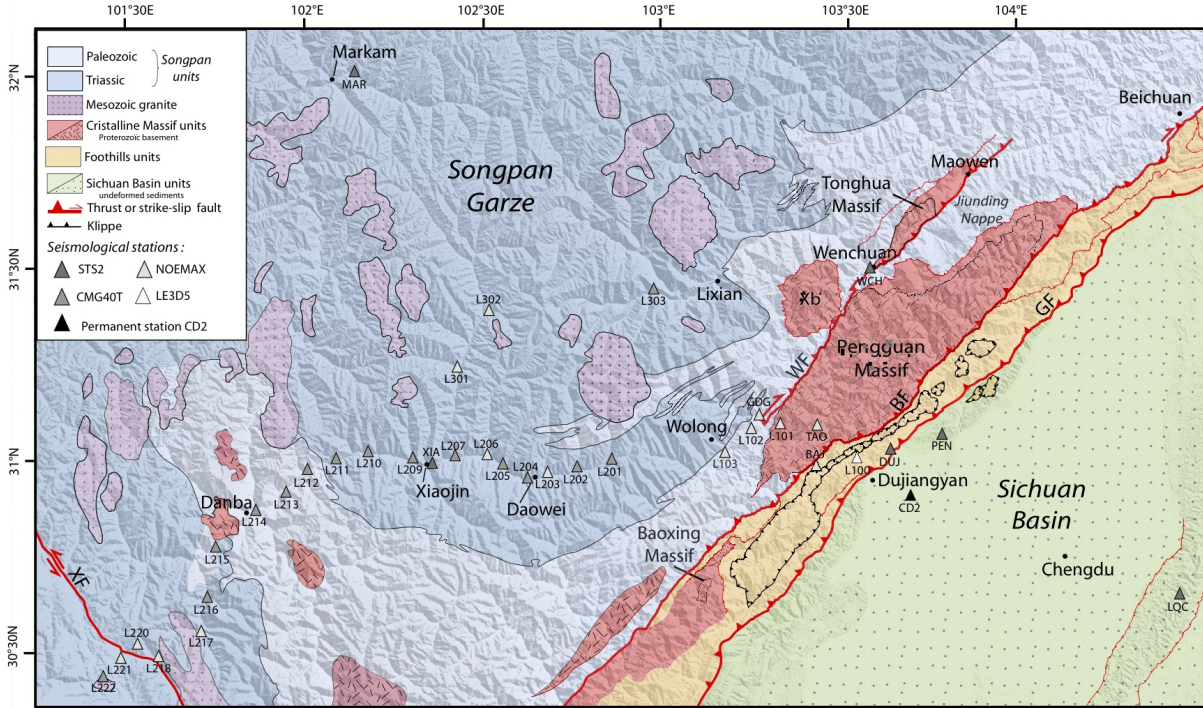


FIGURE 3.2 – Carte de localisation des stations sismologiques représentées par des triangles de l'expérience Longmen Shan. Le fond de carte est un schéma structural simplifié de la région des Longmen Shan.

L'objectif de cette expérience sismologique était d'imager les principales structures lithosphériques dans la région des Longmen Shan.

Le projet s'est appuyé sur l'expertise en matière d'imagerie de la lithosphère acquise par les équipes de sismologie de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et du Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Paris. D'autre part, notre collaboration avec l'Institut de technologie de Chengdu nous a permis de bénéficier de l'appui logistique et technique lors des missions de terrain.

### 3.1.1 La géophysique sur le terrain

Le site d'installation de chaque station a été choisi en fonction de 3 critères principaux :

- L'ensoleillement : chaque station sismologique est alimentée par une batterie 12V rechargée par l'intermédiaire de panneaux solaires.
- L'environnement : la qualité des enregistrements sismologiques est fortement dépendante du niveau de bruit, et en particulier du bruit anthropique. Ainsi, la proximité d'une route, d'une carrière en cours d'exploitation ou d'une rivière représente une source de bruit indésirable.
- La sécurité : les stations ont dû être installées dans des sites sous surveillance, à proximité d'habitations.

### 3.1.2 Caractéristiques du réseau et des stations sismologiques utilisées

Les 36 stations sismologiques ont été installées (32 appartenaient au parc sismologique national SISMOB et 4 au laboratoire de géologie de l'ENS) le long d'un profil traversant la chaîne des LongmenShan, de Novembre 2005 à Mars 2007.

L'expérience sismologique a été réalisée selon le calendrier suivant (figure 3.3) :

- Installation des stations large-bande de la phase 1 en Novembre 2005 (stations : LQC, PEN, DUJ, TAO, MAR, L302, GDG et BAJ)
- Visite des stations de la phase 1 en Mars 2006.
- Installation des stations de la phase 2 en Juillet 2006 (toutes les 28 autres stations).
- Désinstallation des stations de la phase 1 en Octobre 2006 (sauf la stations L302) et visite des autres stations.
- Désinstallation de toutes les stations en Mars 2007.

Les périodes de fonctionnement de chaque station ont été reportées sur la figure 3.3.

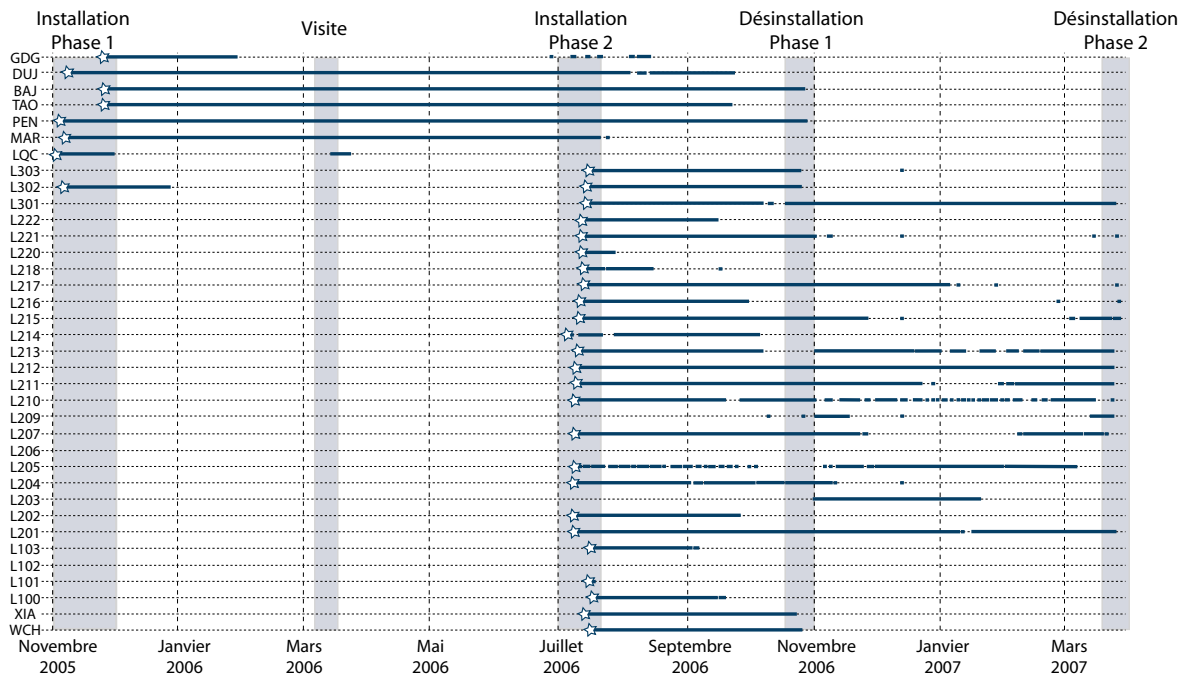


FIGURE 3.3 – Fonctionnement des 36 stations du réseau Longmen Shan. Les étoiles correspondent à l'installation des stations. Les zones grisées indiquent les missions de terrains d'installation, de maintenance et de désinstallation des stations.

Plusieurs remarques peuvent être effectuées :

- Beaucoup de stations se sont arrêtées au début de l'hiver 2006, du fait de défaut d'ensoleillement.
- Plusieurs missions de visite des stations auraient été bénéfiques pour acquérir plus de données.
- Les stations L100 à L103 ainsi que GDG, situées à proximité du front de la chaîne ont mal fonctionné.

Une station sismologique typique est représentée sur la figure 3.4.

Pour l'expérience Longmen Shan, les numériseurs 3 voies utilisés étaient composés de 4 stations Reftek 72A, de 6 Titan-6T et 26 Minititan-3XT.

Plusieurs types de sismomètres 3-composantes ont été déployés : 6 STS-2 de la marque Streikeinsein (120s - 10 Hz), 14 NOEMAX de la marque Agecodagis (20s - 50Hz), 15 CMG40-T de la marque Guralp (30s - 50Hz) et 1 LE3D-5s de la marque Lennartz (5s - 50Hz).

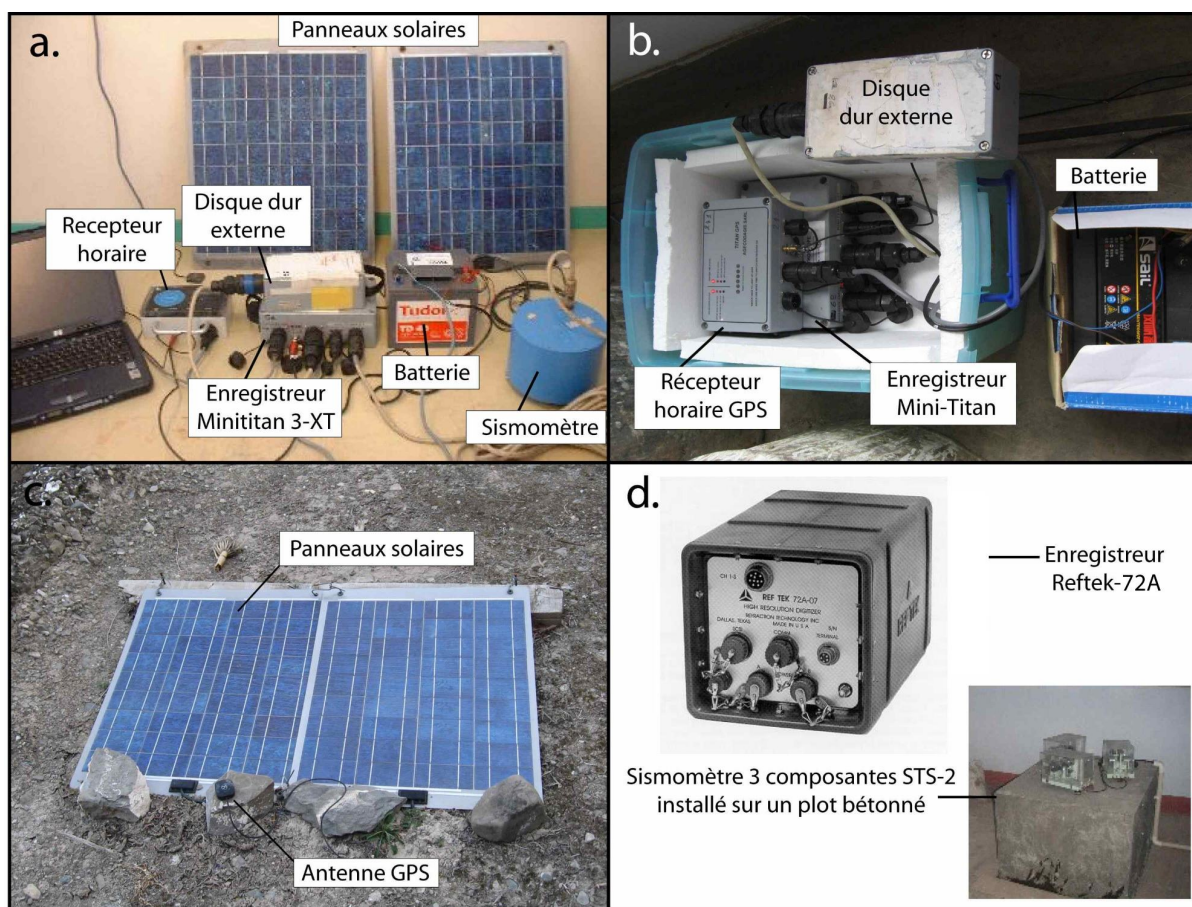


FIGURE 3.4 – Photographies des composants d'une station sismologique. a) Photographie d'une station avec un enregistreur Minititan 3X-T complète. b) Photographie de quelques éléments d'une station Minititan 3X-T dans une boîte en plastique typiquement utilisée pour cette mission. c) Photographie en place des panneaux solaires et récepteur GPS. d) Photographie d'un enregistreur de type Reftek-72A et de l'installation d'un sismomètre large-bande de type STS-2.

L'acquisition a été effectuée en continu avec un taux d'échantillonnage variable, soit 20 points par secondes (pour les stations Reftek), soit 31.25 points/secondes (pour les stations Titan et Minititan). Ces taux d'échantillonnage ont été choisis pour limiter l'espace disque occupé par les enregistrements, afin de permettre aux stations d'avoir une meilleure autonomie.

Les sismomètres large-bande STS-2 ont été installés dans des stations du Bureau Sismologique du Sichuan, sur des plots cimentés alors que les autres stations équipées de sismomètres moyenne-bande ont été enterrées à environ 50cm sous terre.



Pour chaque station, une fiche descriptive a été réalisée, deux exemples de fiches sont présentés pour les stations L205 et L213 (figure 3.5). La fiche indique la localisation précise de la station, le type de matériel utilisé, une carte de localisation, quelques photos du site d'installation, des commentaires, des informations sur le fonctionnement et les courbes de dérive d'horloge avant et après correction.

### 3.1.3 Traitement des données sismologiques

Une fois le réseau démonté, nous avons eu à notre disposition 73.3 Go de données brutes. Afin d'extraire les données et de les convertir dans un format universel (SAC ou miniSEED), le logiciel rtitan2 a été utilisé pour les stations Titan et Mini-titan et le logiciel rt2ms pour les stations Reftek.

Une correction de la dérive d'horloge (dérive instrumentale) a été effectuée mais ce traitement ne sera pas décrit dans ce manuscrit. Cette correction est requise principalement pour les études nécessitant un calage temporel précis (tomographie de temps d'arrivée, localisation de la sismicité,...). A l'inverse pour l'application de la technique des fonctions récepteurs ou la détermination de l'anisotropie mantellique à partir des ondes SKS, cette correction n'est pas discriminante.

Pour la station WCH, située à côté de la ville de Wenchuan, le GPS n'a pas fonctionné, la correction de temps a été effectuée à partir de l'enregistrement d'événements et de corrélation de bruit sismique mais ce traitement ne sera pas présenté ici.



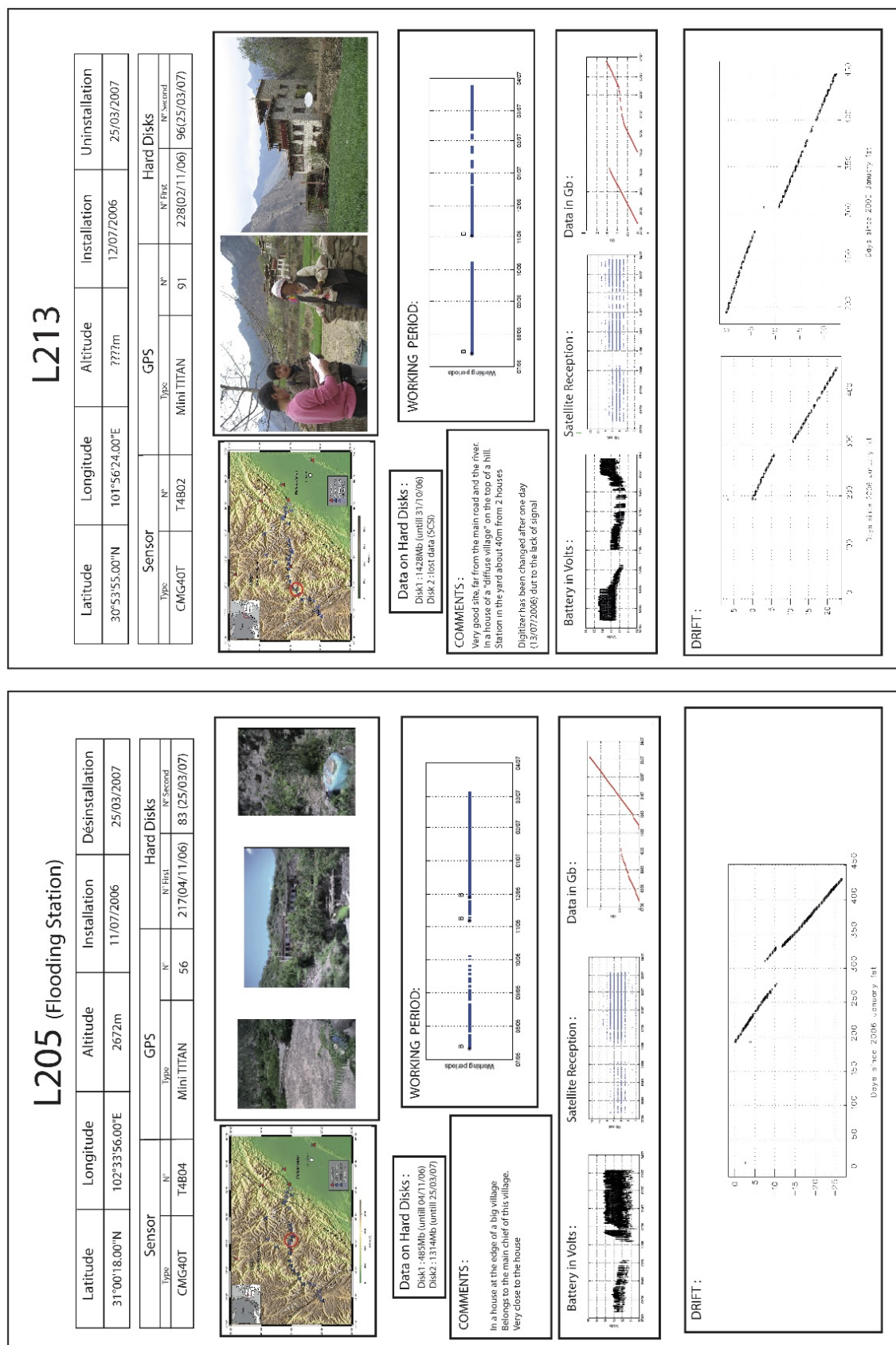


FIGURE 3.5 – Exemple de 2 fiches de stations réalisées pour le réseau sismologique Longmen Shan.

### 3.1.4 Données gravimétriques

Des mesures micro-gravimétriques ont été effectuées le long du profil sismologique par le professeur Lung S. Chan (professeur à l'Université d'Hong-Kong) et son équipe, pour permettre une analyse conjointe entre les données sismologiques et gravimétriques. Pour compléter ce jeu de données, des mesures d'anomalies de Bouguer publiées ont été utilisées (Jiang and Jin, 2005).

Les mesures micro-gravimétriques ont été effectuées en utilisant un gravimètre de la marque Lacoste et Romberg (figure 3.6).

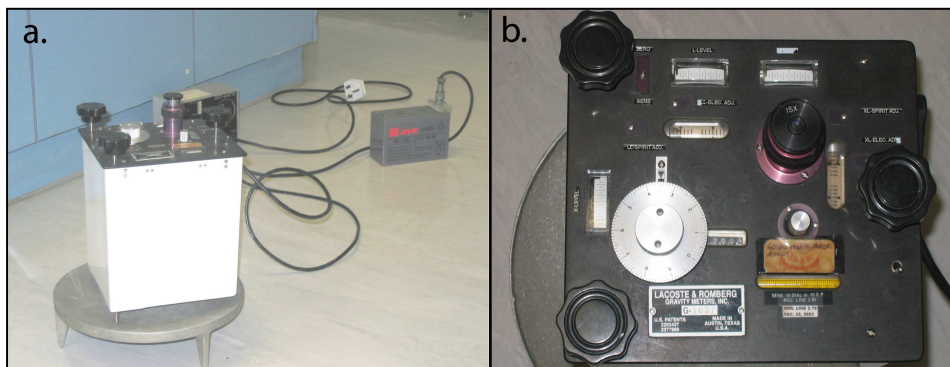


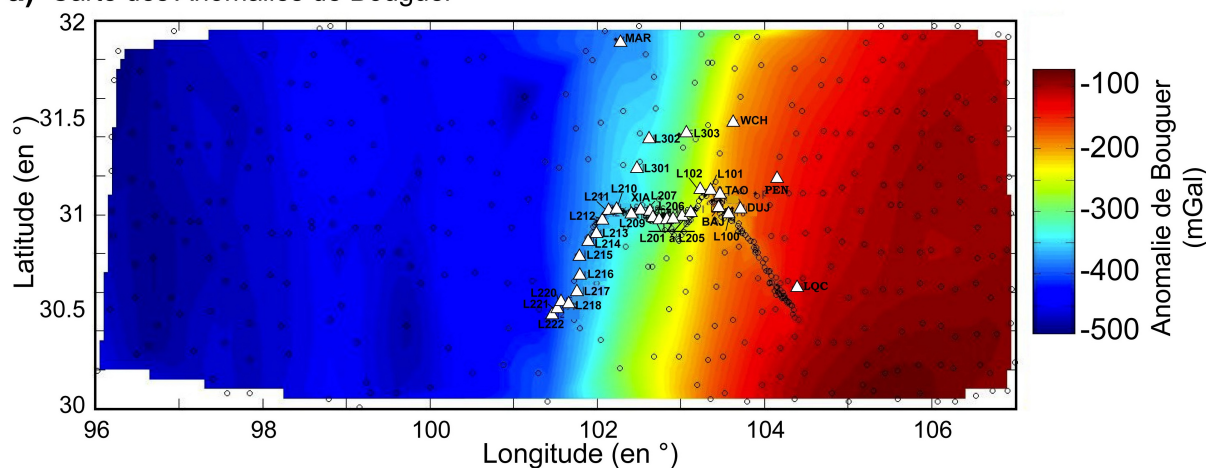
FIGURE 3.6 – Gravimètre utilisé de la marque Lacoste et Romberg a. Vue de profil du gravimètre b. Vue de dessus du gravimètre. Figure de Chan (2008).

L'acquisition et le traitement des données ont été effectués par Mei ki Chan et le professeur Lung S. Chan, à l'université d'Hong-Kong (dérive expérimentale, correction de marée, correction de topographie locale, correction à l'air libre, correction de Bouguer). Pour avoir plus d'informations concernant les traitements effectués, le lecteur est invité à consulter la thèse de Mei Ki Chan (Chan, 2008).

Deux mesures ont été prises à chaque site et la moyenne de ces deux mesures a été utilisée pour les calculs. Chaque mission a duré 3 semaines environ et 163 points de mesures ont été effectués du Sud-Est de l'anticlinal de Longqan Chan à Danba.

Les données d'anomalies de Bouguer utilisées pour cette étude sont présentées sur la figure 3.7.

**a) Carte des Anomalies de Bouguer**



**b) Données microgravimétriques le long d'une coupe traversant les Longmen Shan**

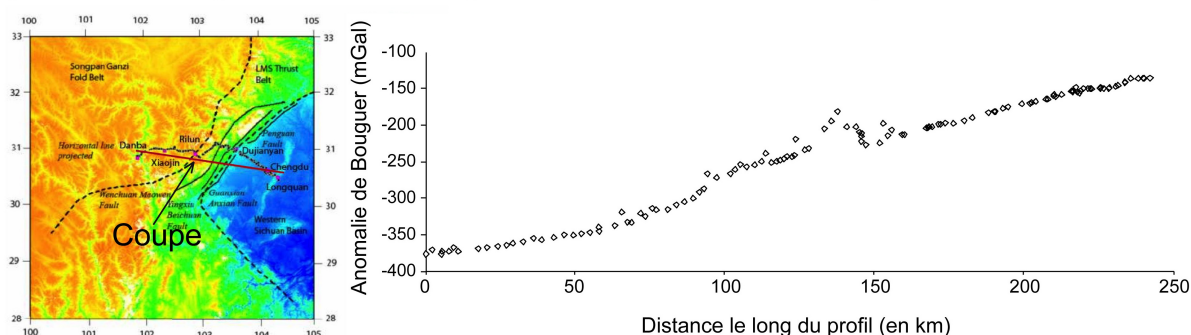


FIGURE 3.7 – a) Carte des anomalies de Bouguer calculées à partir du profil de microgravimétrie déployé à travers les Longmen Shan et complétées par les mesures publiées de Jiang and Jin (2005). Chaque donnée disponible est localisé par un cercle noir. Les stations sismologiques du réseau Longmen Shan sont localisées. b) Localisation du trait de projection des données gravimétriques sur un carte topographique des Longmen Shan et projection des données microgravimétriques en fonction de la distance en kilomètres le long du profil (Chan, 2008).

## 3.2 Présentation des différentes méthodes utilisées

A partir des données acquises lors du déploiement des stations sismologiques, une approche mutli-méthodes a été menée afin d'obtenir des informations variées et indépendantes sur la croûte et le manteau dans la région des Longmen Shan.

### 3.2.1 Imagerie des interfaces : la méthode des fonctions récepteurs

La méthode des fonctions récepteurs a été introduite Langston (1977). Cette méthode a été très utilisée ces dernières dizaines d'années du fait de son intérêt pour imager les structures lithosphériques. En plus de pouvoir utiliser cette méthode pour imager les interfaces crustales, elle est aussi utilisée pour imager la base de la lithosphère (LAB), l'épaisseur de la zone de transition mantellique, les structures dans les bassins sédimentaires, la géométrie des zones de subductions,...

Le réseau sismologique a été installé dans l'objectif d'obtenir une imagerie précise des interfaces crustales et en tout premier lieu du Moho. La partie suivante présente brièvement la théorie de la méthode des fonctions récepteurs et son application aux données de l'expérience sismologique menée dans les Longmen Shan.

Les codes utilisés pour cette étude ont été développés initialement par Jérôme Vergne (Vergne, 2002) et modifiés par Gyorgy Hetenyi (Hetenyi, 2007). Le lecteur est invité à se référer à ces travaux de thèse pour de plus amples informations concernant le calcul et le traitement des données sismologiques en vue de l'application de la méthode des fonctions récepteurs.

### Conversions d'ondes au passage d'une interface

Lorsqu'une onde traverse une interface entre deux couches d'impédances différentes, une conversion se produit. La méthode des fonctions récepteurs est basée sur l'étude de ces ondes converties. Les conversions d'ondes P en  $S_V$  sont le plus communément utilisées mais plusieurs études considèrent aussi les conversions d'ondes  $S_V$  en P. Dans cette partie de méthodologie, nous prendrons l'exemple des conversions d'ondes P en  $S_V$ . L'impédance  $Z$  est définie par la formule :  $Z = \rho.v$ , où  $\rho$  est la densité du milieu et  $v$  la vitesse des ondes sismiques dans cette couche.

Lorsqu'une onde P incidente rencontre une interface plane entre deux couches isotropes d'impédances différentes, plusieurs ondes sont produites (une onde P trans-

mise, une onde Sv transmise, une onde P réfléchie et une onde Sv réfléchie). Seules l'onde P directe et l'onde P convertie en Sv (notée PS) seront enregistrées en surface. L'onde Sv est polarisée verticalement et son mouvement est perpendiculaire au rai, elle sera donc principalement visible sur la composante radiale. De plus, des réflexions et conversions se produisent à la surface libre et 4 types d'ondes sont ainsi utilisables pour chaque interface : P directe, l'onde PS et les ondes multiples PpS et PsS (figure 3.8).

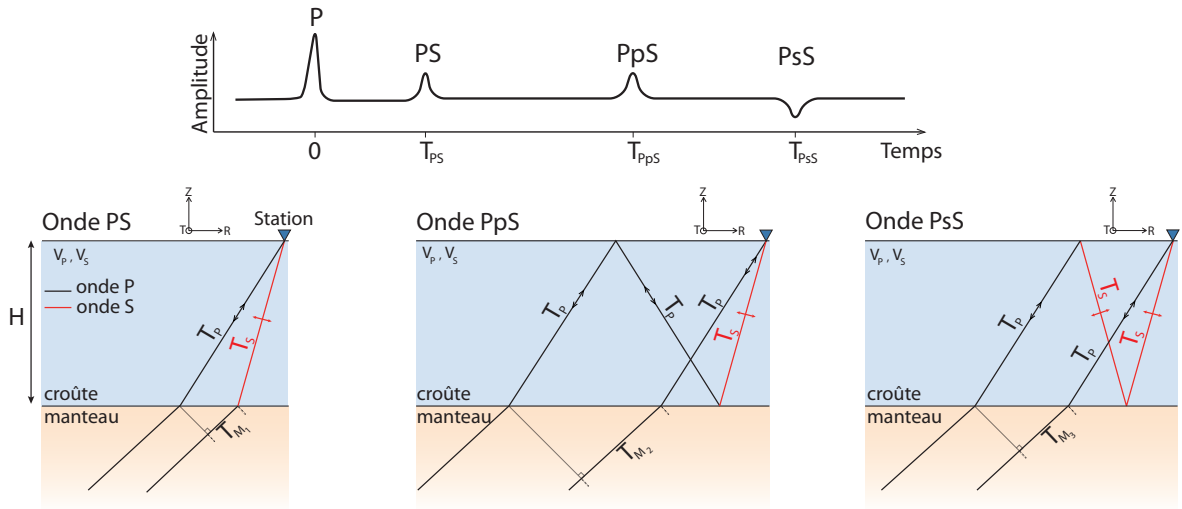


FIGURE 3.8 – Principe de la méthode des fonctions récepteurs pour un modèle simple de vitesse à une couche : quand une onde P incidente traverse une interface caractérisée par un contraste de vitesse, une onde convertie est créée (PS) et est principalement observée sur la composante radiale du sismomètre.

Les temps d'arrivées de ces différentes ondes converties dépendent de la profondeur de l'interface, de la vitesse moyenne des ondes sismiques dans la couche supérieure et du paramètre de rai.

Considérons  $t_{PS}$ ,  $t_{PpS}$  et  $t_{PsS}$  les délais des ondes  $PS$ ,  $PpS$  et  $PsS$  après l'arrivée de l'onde P directe (voir la figure 3.8 pour les variables utilisées) :

$$T_{PS} = T_S + T_{M_1} - T_P$$

$$T_{PpS} = T_S + T_{M_2} + T_P$$

$$T_{PsS} = 2T_S + T_{M_3}$$

A partir de la loi de Snell-Descartes et de quelques règles trigonométriques, on obtient les expressions des temps d'arrivées des différentes phases en fonction de l'épaisseur de la couche  $H$ , des vitesses dans le milieu supérieur ( $V_P$  et  $V_S$ ) et du paramètre de rai  $p$  :



$$\begin{aligned}
T_{PS} &= H \left[ \frac{1}{V_S^2} - p^2 - \frac{1}{V_P^2} - p^2 \right] \\
T_{PpS} &= H \left[ \frac{1}{V_S^2} - p^2 + \frac{1}{V_P^2} - p^2 \right] \\
T_{PsS} &= 2H \left[ \frac{1}{V_S^2} - p^2 \right]
\end{aligned}$$

En considérant un modèle de vitesse donné, il est donc possible, à partir des délais d'enregistrement des ondes converties, de retrouver la profondeur  $H$  de l'interface où se produit la conversion et le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  moyen du milieu au dessus de cette interface. C'est la base de la méthode développée par Zhu and Kanamori (2000).

### Méthode de déconvolution

Les ondes converties sont souvent noyées dans la coda de l'onde P directe. Il faut donc trouver un moyen de déconvoluer le signal pour accéder à la fonction source et éliminer la réponse instrumentale. Burdick and Helmberger (1974) et Langston (1979) proposent d'utiliser l'enregistrement de la composante verticale  $Z$  comme approximation de la fonction source.

Pour les incidences téléseismiques ( $\geq 30^\circ$ ), l'essentiel de l'onde P est enregistré sur la composante verticale alors que les ondes converties en S sont majoritairement visibles sur les composantes horizontales. La déconvolution de la trace radiale par la trace verticale va donc faire ressortir les ondes P dont le dernier trajet est une onde S (PS, PpS, PsS).

Plusieurs méthodes de déconvolution sont proposées, dans cette étude la déconvolution itérative en domaine temporel a été utilisée. Cette méthode est la plus adaptée pour des signaux bruités car elle n'induit pas d'artéfacts significatifs (Ligorria and Ammon, 1999).

#### Déconvolution itérative en domaine temporel

La déconvolution itérative en domaine temporel est une méthode simple et intuitive pour construire une fonction récepteur développée par Ligorria and Ammon (1999).

Cette méthode utilise la fonction d'intercorrélation entre les traces verticales et les traces radiales ou transverses. Prenons l'exemple du calcul d'une fonction récepteur radiale (figure 3.9). A la première itération, le maximum de la fonction d'intercorrélation entre la trace verticale et la trace radiale d'amplitude  $a_1$  indique la position en temps  $t_1$  où les deux traces sont les plus ressemblantes. Ce maximum correspond le plus souvent au temps  $t_1 = 0$ , qui correspond à l'arrivée de l'onde P directe. Un premier dirac est donc ajouté à la fonction récepteur au temps  $t_1$  et d'amplitude  $a_1$ . Il est ensuite fabriqué une trace radiale résiduelle en soustrayant à la trace radiale la convolution de la trace verticale avec le dirac précédemment obtenu. Cette trace résiduelle est celle qui sera utilisée

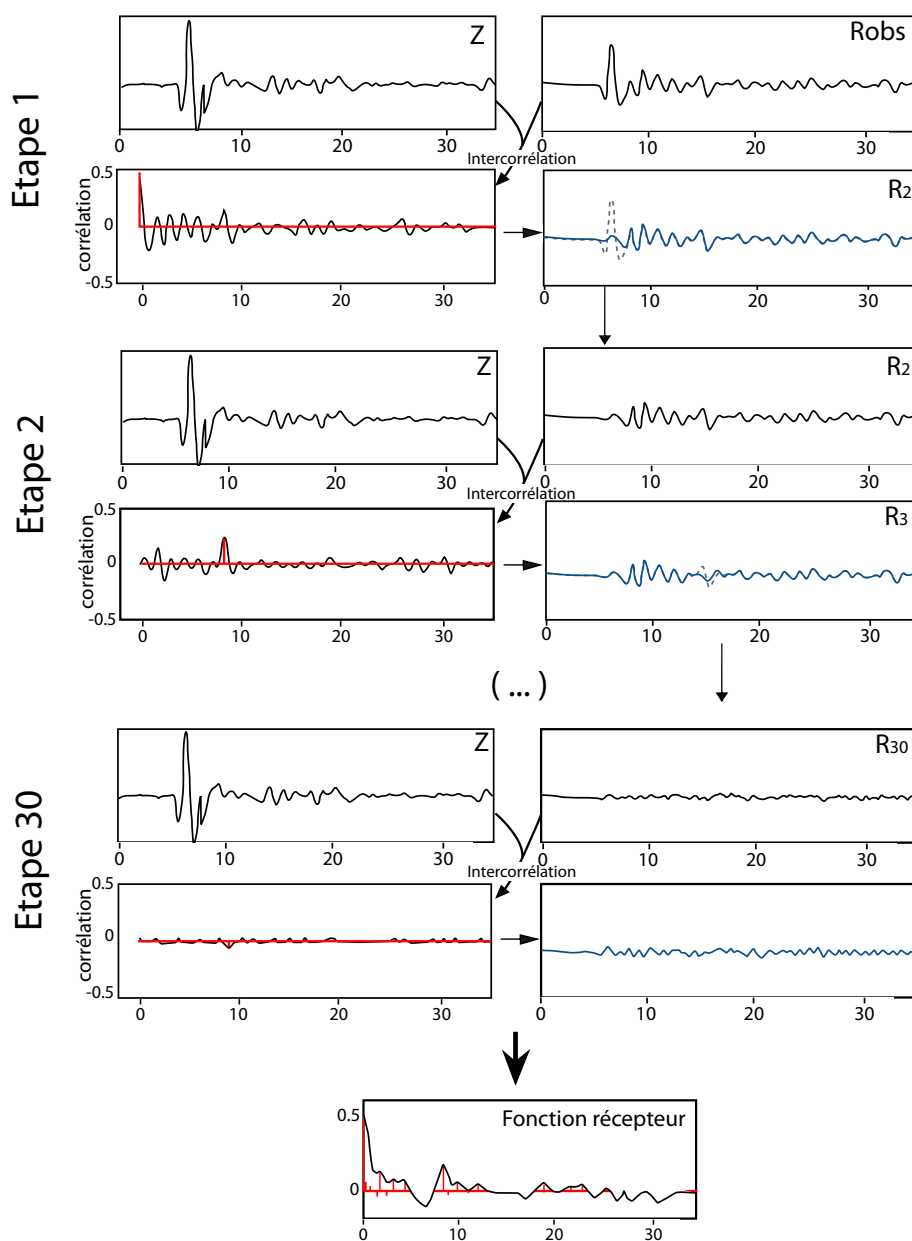


FIGURE 3.9 – Principe de la méthode de déconvolution itérative en domaine temporel (Ligorria and Ammon, 1999), figure modifiée de Vergne *et al.* (2002).

comme trace radiale à la prochaine itération. Ce processus est réalisé de façon itérative jusqu'à ce que le maximum de la trace résiduelle soit inférieur à  $5 \cdot 10^{-3}$ . Pour éviter les temps de calculs trop longs, le nombre d'itérations maximal est cependant limité à 100.

La fonction récepteur est donc constituée de la somme des diracs obtenus à chaque itération. La représentation d'une fonction récepteur sous forme de dirac n'étant pas réaliste, la suite de diracs est convoluée par une gaussienne de fréquence centrale égale au filtre initial appliqué aux données. De plus la convolution de la fonction récepteur par une gaussienne est nécessaire si l'on souhaite ensuite pouvoir comparer ou additionner les différentes fonctions récepteurs calculées.

### Comment lire une fonction récepteur ?

Une fonction récepteur radiale comporte des pics correspondants aux temps d'arrivées des ondes converties (P en S pour notre étude) ainsi que des multiples qui en découlent. Le premier pic en 0 correspond à l'arrivée de l'onde P directe. L'onde P directe étant la plus énergétique, le pic correspondant doit être celui de plus forte amplitude (le plus souvent entre 0.4 et 0.6, suivant l'angle d'incidence). Ensuite, les phases PS qui suivent sont d'amplitudes plus faibles (inférieures à 0.2) et les multiples sont ensuite de moindre énergie.

### Cas d'une couche à faible vitesse

Dans le cas d'une couche à faible vitesse, les phases PS et les multiples présentent une polarité négative au toit de la couche et une polarité positive en base de couche. Une zone à faible vitesse se caractérise donc comme une interface positive au dessus d'une interface négative.

### Interprétation du signal des fonctions récepteurs transverses

Un traitement similaire à celui effectué pour calculer les fonctions récepteurs radiales est effectué pour calculer les fonctions récepteurs transverses, mais dans ce cas, c'est la composante transverse qui est déconvoluée par la composante verticale. Dans un milieu homogène isotrope, les fonctions récepteurs transverses sont nulles car toute l'énergie est concentrée sur les fonctions récepteurs radiales.

En pratique, de l'énergie est souvent présente sur les composantes transverses et les raisons majeures de cette observation sont la présence d'une ou plusieurs couches anisotrope, d'interfaces pentées ou encore des phénomènes de diffraction liés à des hétérogénéités (Savage, 1998; Vergne *et al.*, 2002, 2003).

Les informations contenues sur les composantes transverses des fonctions récepteurs notamment les variations d'amplitude en fonction du back-azimuth permettent de discriminer la cause de la présence d'énergie sur la composante transverse :

- La faible variation du temps d'observation de la conversion PS en fonction du back-azimuth favorise un modèle avec une couche anisotrope horizontale plutôt que la présence d'une interface pentée.
- Si le milieu comprend une couche anisotrope avec un axe de symétrie horizontal, les deux phases PS générées à la base et au sommet de la couche anisotrope sont  $\pi$ -périodiques sur les composantes radiales et transverses des fonctions récepteurs (Vinnik. and Montagner, 1996).
- Si le milieu anisotrope présente un pendage, les amplitudes sont plus élevées et la périodicité peut atteindre  $2\pi$  (Savage, 1998).
- Si la couche anisotrope n'atteint pas la surface, aucune conversion ne sera observée au temps  $t = 0$  sur la composante transverse.
- A l'inverse, dans le cas d'une interface pentée, une conversion au temps  $t = 0$  sur la composante transverse est toujours observée.

Pour cette étude, nous avons utilisé le code développé par V. Farra pour créer des sismogrammes synthétiques dans un milieu anisotrope 1D. Les sismogrammes synthétiques ont ensuite été traités de la même façon que pour le calcul des fonctions récepteurs, ce qui a permis d'obtenir des fonctions récepteurs synthétiques.

### Exemple de fonctions récepteurs calculées

Les fonctions récepteurs calculées sont représentées en fonction du back-azimuth, pour 3 stations localisées sur le bassin du Sichuan (DUJ) et dans le plateau tibétain (L212 et MAR).

Sur la figure 3.10, à la station DUJ (Dujiangyan, dans le bassin du Sichuan), le signal du Moho apparaît à  $\sim 5$  secondes alors que pour les stations situées dans le Songpan Garze, il apparaît plutôt à  $\sim 7.5$  secondes. Cette différence de temps d'arrivée des ondes *PS* est un marqueur de la différence d'épaisseur entre la croûte du craton du Yangtze et la croûte tibétaine.

Pour les stations DUJ et MAR, un pic cohérent en fonction des back-azimuth apparaît avant la signature du Moho, ce qui est interprété comme le toit de la croûte inférieure. Enfin, un signal important et cohérent en fonction des back-azimuth est visible sur les fonctions récepteurs transverses, ce qui est la signature d'une complexité du milieu.

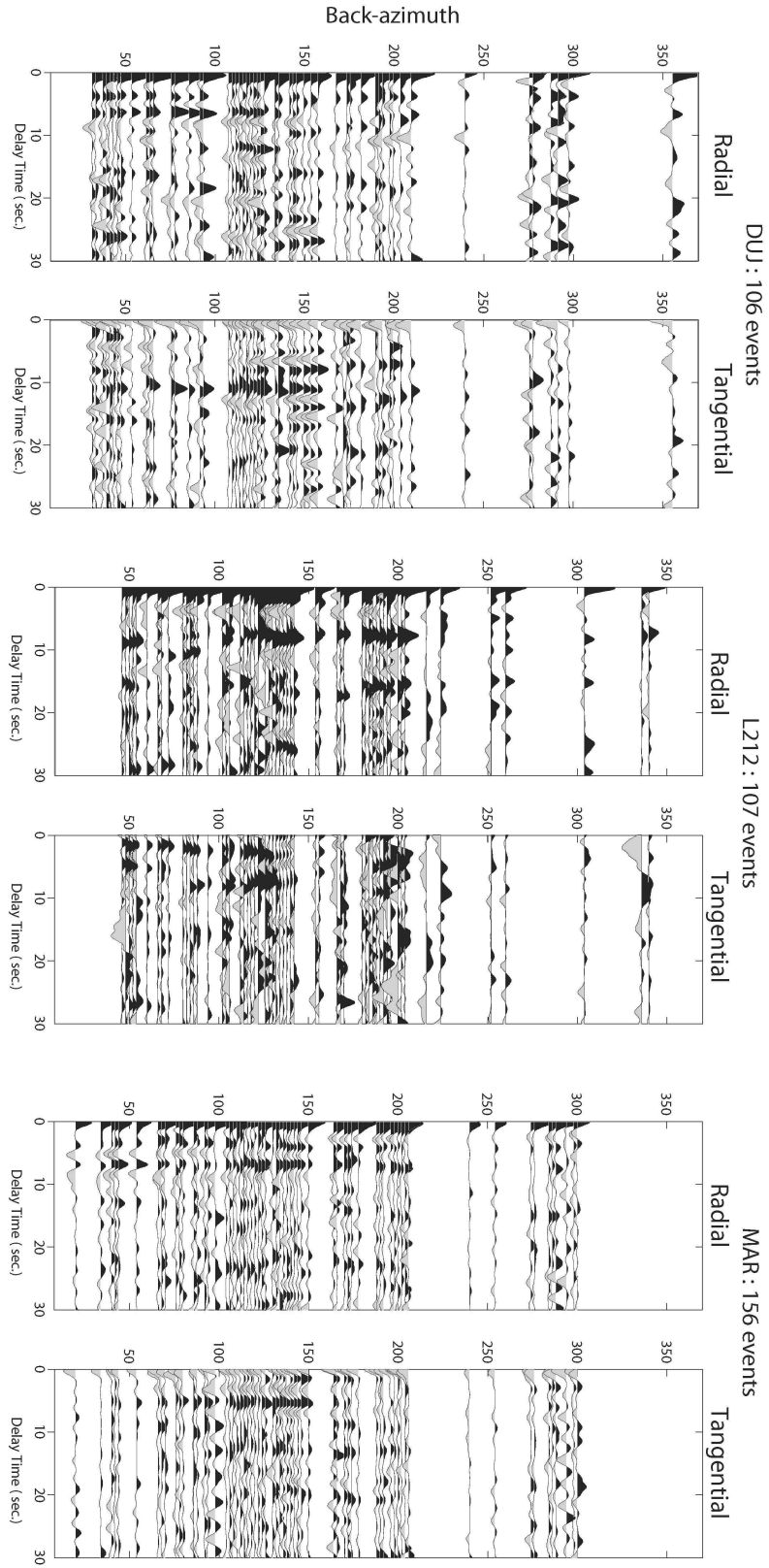


FIGURE 3.10 – Tracé des fonctions récepteurs en fonction du back-azimuth, à 3 stations du réseau Longmen Shan. La station DUJ est située dans le bassin du Sichuan alors que L212 et MAR sont localisées dans le Songpan Garze.



## Migration des fonctions récepteurs

### Principe de la migration *ccp*

La migration est l'étape qui permet de replacer les conversions observées dans les 3 dimensions de l'espace. Les méthodes de migration utilisées pour la technique des fonctions récepteurs sont proches de celles utilisées par les méthodes sismiques.

La technique utilisée est celle du *Common Conversion Point* (ccp) (Zhu, 2000; Dueker and Sheehan, 1998). Le trajet de chaque rai est calculé entre la source du séisme et la station réceptrice en considérant un paramètre de rai constant et un modèle de vitesse donné. L'espace est divisé en cellules de dimension donnée. Chaque fonction récepteur en temps est projetée le long du trajet de rai correspondant. Pour chaque cellule traversée, l'amplitude de la fonction récepteur est assignée à cette cellule (figure 3.11).

Une fois toutes les fonctions récepteurs projetées, une moyenne de l'amplitude dans chaque cellule est calculée, ce qui permet d'obtenir le profil migré final.

Une choix judicieux d'échelle de couleurs et de lissage des images migrées est ensuite effectué, plus d'informations concernant ces étapes sont disponibles dans la thèse de G. Hetenyi (Hetenyi, 2007).

### Tests de différents modèles de vitesse pour les données Longmen Shan

Plusieurs modèles de vitesse ont été testés pour la migration des fonctions récepteurs de l'expérience Longmen Shan (figure 3.12). Dans un premier temps, nous avons choisi un modèle de vitesse de type IASP91 (Kennett and Engdahl, 1991) modifié en choisissant de placer le Moho à 70km de profondeur (ce qui permet de ne pas faire trop d'erreur concernant la migration du Moho puisque nous choisissons volontairement une épaisseur de croûte importante, par contre, les interfaces plus profondes seront mal migrées). Un

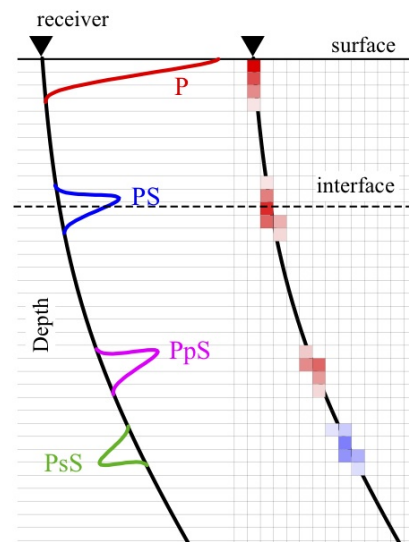


FIGURE 3.11 – Représentation schématique de la migration des fonctions récepteurs en appliquant la méthode du *ccp*. Le paramètre de rai est considéré constant le long du trajet. Figure d'après Hetenyi (2007)

second modèle de vitesse a été réalisé à partir des résultats d'une étude appliquant la méthode des fonctions récepteurs, effectuée dans les Longmen Shan (Lou *et al.*, 2008). Le modèle de vitesse proposé par ces auteurs a été obtenu à partir de l'inversion de fonctions récepteurs.

Une comparaison des migrations obtenues avec les deux modèles de vitesses indique une différence de la profondeur du Moho de seulement quelques kilomètres. L'influence du modèle de vitesse utilisé pour la migration est donc relativement faible. De plus, le modèle de vitesse obtenu à partir des données de Lou *et al.* (2008) étant obtenu à partir d'une étude dans les Longmen Shan, nous avons choisi de l'utiliser pour cette étude.

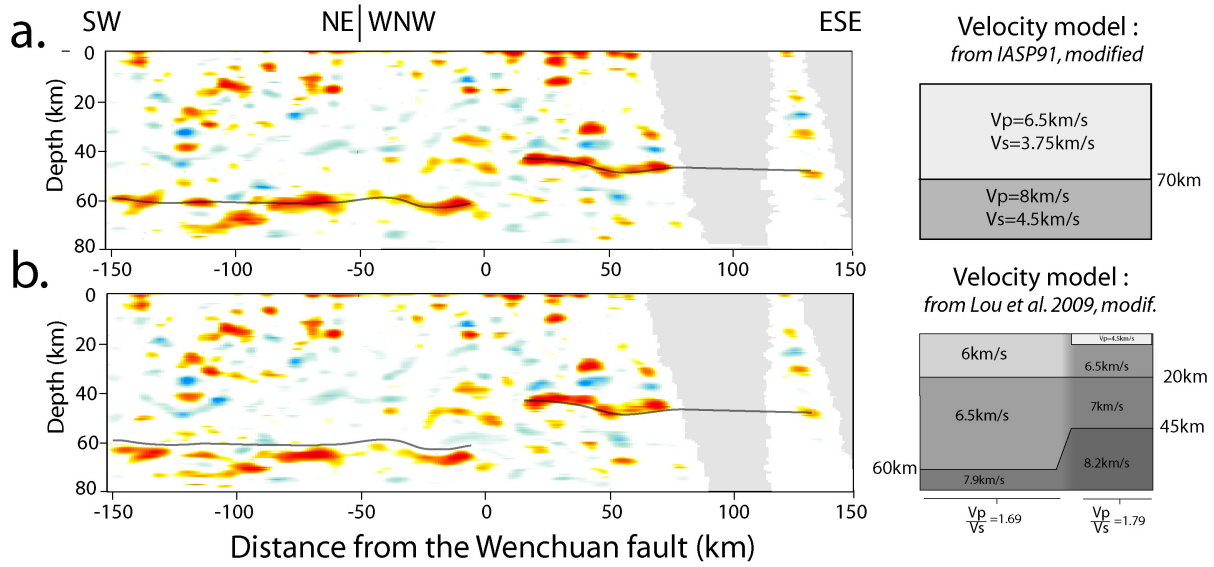


FIGURE 3.12 – Migration des phases  $PS$  en utilisant deux modèles de vitesse différents, indiqué à droite de la section migrée. a) Migration en utilisant un modèle IASP-91 avec un Moho placé à 70km de profondeur b) Migration en utilisant un modèle de vitesse issu de Lou *et al.* (2008). Les courbes grises correspondent au pointé de la profondeur du Moho sur la migration avec le modèle de type IASP-91.

### Estimation du rapport $\frac{V_p}{V_s}$ à partir des fonctions récepteurs

Le rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  est un paramètre déterminant dans la caractérisation du milieu, il est directement relié au coefficient de Poisson du milieu  $\sigma$ . Ce paramètre est dépendant de la composition chimique du milieu ainsi que de la présence de fluides dans le milieu (aqueux et magmatiques).

La dépendance du rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  en fonction de la chimie de la roche est fortement liée à la teneur en silice du milieu (Christensen, 1996). En effet, plus le milieu sera riche en silice, plus son  $\frac{V_p}{V_s}$  sera faible. Ainsi il est possible de différencier les roches felsiques (  $\frac{V_p}{V_s}$

d'un granite  $< 1.73$ ) des roches mafiques ( $\frac{V_p}{V_s} > 1.85$ ).

De plus, la présence de fluides aqueux ou de zones de fusion partielle au sein de la croûte peut être contrainte par l'intermédiaire du rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  (Mavko, 1980; Makovsky and Klemperer, 1999). Des rapports  $\frac{V_p}{V_s}$  supérieurs à 1.95 ( $\sigma > 0.3$ ) sont considérés comme indicateurs de fusion partielle dans la croûte (Owens and Zandt, 1997). Cependant, pour des valeurs de rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  entre 1.8 et 1.95; il reste une incertitude entre composition mafique ou la présence de fusion partielle. Il faut alors tenter de calculer les valeurs absolues de  $V_p$  ou de  $V_s$  pour lever l'incertitude.

### Comment calculer le rapport $\frac{V_p}{V_s}$ à partir des fonctions récepteurs ?

Le temps d'arrivée de la phase PS convertie à une interface est fonction de l'épaisseur  $H$  de la couche et du rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  moyen de cette couche. La vitesse des ondes  $P$  est fixée puisqu'elle influence faiblement  $H$  et  $\frac{V_p}{V_s}$ .

#### Méthode de Kind *et al.* (2002)

Dans la méthode de Kind *et al.* (2002), la relation restante entre  $H$  et  $\frac{V_p}{V_s}$  est levée en utilisant conjointement les pointés des profondeurs de Moho des ondes converties  $PS$  et  $PpS$  sur les sections migrées dans un même modèle de vitesse.

#### Méthode de Zhu and Kanamori (2000)

La méthode proposée par Zhu and Kanamori (2000) permet de s'affranchir de l'identification subjective des phases  $PS$ ,  $PpS$  et  $PsS$  en effectuant une sommation automatique des amplitudes de ces phases dans le plan  $(H, \frac{V_p}{V_s})$ . Pour chaque valeur de  $H$  et de  $\frac{V_p}{V_s}$ , la quantité  $S$  est calculée telle que :

$$S(H, \frac{V_p}{V_s}) = \sum_{i=1}^N S_i(H, \frac{V_p}{V_s}) = \sum_{i=1}^{Nb_{RF}} [\omega_1 r_i(t_1) + \omega_2 r_i(t_2)]$$

où  $t_1$  et  $t_2$  sont les temps théoriques d'arrivée des ondes  $PS$  et  $PpS$ ;  $\omega_1$  et  $\omega_2$  les poids affectés à chacune des phases,  $r_i(t)$  la somme des fonctions récepteurs enregistrées à une station. Le maximum du diagramme représentant  $S$  en fonction de  $H$  et de  $\frac{V_p}{V_s}$  permet de trouver le couple  $(H, \frac{V_p}{V_s})$  qui présente un maximum de cohérence avec nos données. Les poids  $\omega$  sont choisis de façon à compenser les variations d'amplitudes de chacune des phases. Dans cette étude, nous avons choisi les poids affectés à chaque phase tel que :  $\omega_{PS} \sim 0.4$  et  $\omega_{PpS} \sim 0.6$ . L'amplitude de l'onde  $PsS$  étant trop faible dans nos données, nous avons choisi de ne pas la prendre en compte.

### 3.2.2 Apports des anomalies gravimétriques : modélisation des anomalies de Bouguer

Les données gravimétriques sont directement liées à la structure et à la densité des différents milieux en profondeur. Elles sont communément utilisées pour contraindre les densités en profondeur. Dans cette étude, nous avons utilisé les anomalies de Bouguer pour valider l'imagerie crustale obtenue à partir de la méthode des fonctions récepteurs.

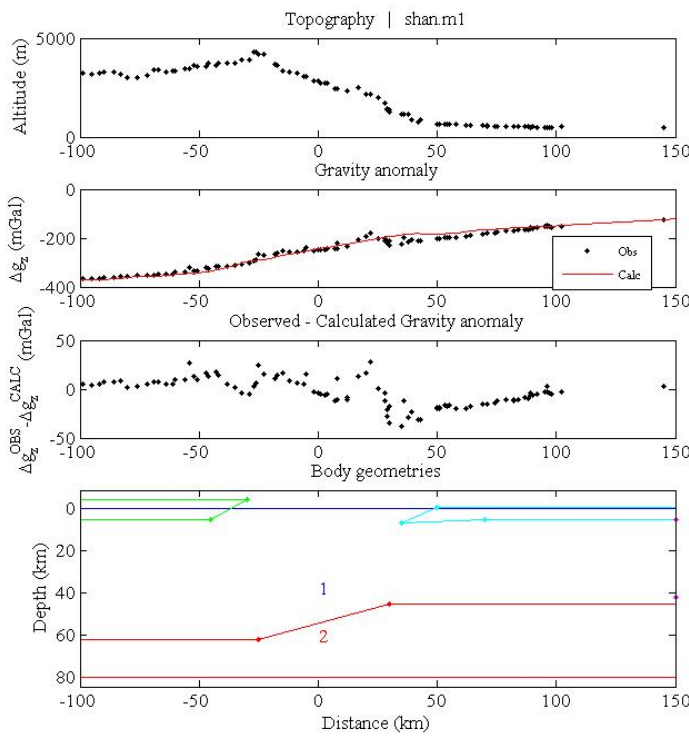


FIGURE 3.13 – Exemple de sortie graphique du logiciel GRANOM. a) Topographie le long du profil obtenue à partir des données SRTM b) Anomalie de Bouguer observée et modélisée c) Résidu entre l'anomalie de Bouguer observée et l'anomalie modélisée d) Modèle de densité utilisé indiquant la géométrie des différents polygones.

L'anomalie de Bouguer est un marqueur d'excès ou de déficit de masse en profondeur et résulte de la différence entre la mesure de gravité mesurée et la valeur théorique de gravité (calculée en prenant en compte les corrections d'altitude, de topographie locale et de Bouguer).

Pour modéliser les anomalies de Bouguer enregistrées, nous avons utilisé le logiciel GRANOM développé sous Matlab (Hetenyi, 2007).

Pour les problèmes à 2 dimensions, une méthode de calcul de l'attraction gravitaire d'un polygone à n-côtés est classiquement utilisée (Talwani *et al.*, 1959). Le logiciel GRANOM utilise un algorithme permettant d'améliorer le calcul d'anomalie qui a été développée par Won and Bevis (1987). GRANOM possède une interface utilisateur qui permet de calculer l'anomalie résultant de polygone de géométrie et de contraste de densité définis. Ensuite, cette anomalie modélisée est comparée aux anomalies de Bouguer mesurées. Un exemple de l'interface graphique proposée par le logiciel GRANOM est présenté dans la figure 3.13.

### 3.2.3 Tomographie de bruit sismique

#### Principe de la méthode

La tomographie de bruit sismique utilise des enregistrements continus de bruit ambiant. Elle se distingue des autres types de tomographie car elle permet de s'affranchir des problèmes de mauvaise répartition des tracés de rais sismiques ou du manque d'informations sur la source sismique (Yao *et al.*, 2006).

Shapiro and Campillo (2004), Shapiro and Ritzwoller (2005) et Sabra *et al.* (2005) ont montré que la fonction de Green des ondes de surfaces entre deux sismogrammes peut-être estimée à partir des cross-corrélations d'enregistrements de bruit sismique. La fonction de Green décrit le signal enregistré par un récepteur à un point donné et ne dépend que des propriétés élastiques du milieu traversé.

Il est donc possible, à partir d'enregistrements du bruit sismique de remonter aux propriétés physiques du milieu traversé.

Cette méthode est particulièrement adaptée aux réseaux couvrant une grande surface et ayant plusieurs stations synchrones.

Le réseau Longmen Shan a été installé avec de faibles interdistances entre les stations, il couvrent un profil de courte distance et n'est donc pas idéal pour l'application de cette méthode. Cependant, des résultats concluants ont été obtenus en appliquant cette méthode aux données du réseau Longmen Shan.

#### Traitement des données

Les données continues utilisées ont été ré-échantillonnées à un point par seconde. Certains traitements ont été effectués en suivant la méthode décrite par Bensen *et al.* (2007) :

1. Déconvolution instrumentale : suppression de la réponse instrumentale.
2. Découpage des signaux et vérifications de temps : organisation des signaux par jour et vérification des dérives d'horloge ( $\leq 0.01s$ ).
3. Traitements des signaux : Normalisation, apodisation et pré-filtrage entre 5 et 50 secondes.
4. Normalisation temporelle : Normalisation à 1-bit (ne conserve que le signe du signal), cette normalisation permet de réduire les effets des séismes, des irrégularités instrumentales et des sources de bruit non-stationnaires (Bensen *et al.*, 2007).
5. Blanchiment spectral : Normalisation du spectre de bruit.
6. Calcul des cross-corrélations.

Pour chaque couple de stations, les cross-corrélations calculées sont additionnées.



Deux types de cross-corrélations sont calculés :

- Les cross-corrélations verticales, calculées à partir des enregistrements de la composante verticale.
- Les cross-corrélations transverses, calculées à partir des enregistrements des composantes transverses (perpendiculaire à la direction d'alignement des 2 stations).

La représentation des enveloppes des cross-corrélations en fonction de la distance à la station de référence met en évidence la propagation d'une onde (figure 3.14).

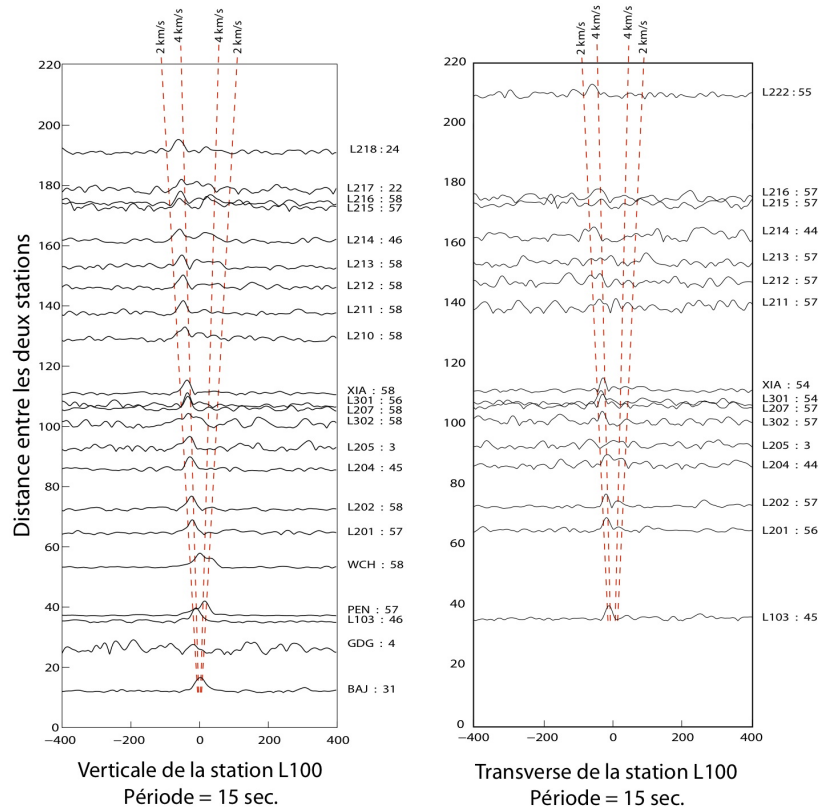


FIGURE 3.14 – Représentation des enveloppes de cross-corrélation (composantes verticale et transverse) filtrées par une gaussienne de largeur de 15 secondes de la station L100. Les pointillés rouges représentent des ondes se propageant à 2 et 4  $km.s^{-1}$

Plusieurs remarques peuvent être faites sur la figure 3.14 :

1. Le signal porté par les cross-corrélations de la composante transverse est faible car le niveau de bruit est plus élevé sur cette composante.
2. Sur les enveloppes de corrélations de la composante verticale, le signal des cross-corrélation n'est pas symétrique, ce qui suggère que les sources de bruit ne sont pas réparties de façon homogène dans l'espace.

### Mesure des courbes de dispersion

Une fois les cross-corrélations journalières calculées et sommées, la forme d'onde résultante est une estimation de la fonction de Green du milieu. L'analyse FTAN (fréquence/temps) permet d'obtenir des courbes de dispersion à partir des fonctions de cross-corrélation (Levshin *et al.*, 1989; Ritzwoller and Levshin, 1998; Bensen *et al.*, 2007). En effet, Ritzwoller *et al.* (2005) ont montré que le signal émergent d'une fonction de cross-corrélation est dominé par des ondes de surface.

Les courbes de dispersions des ondes de Rayleigh sont calculées à partir des cross-corrélations de la composante verticale alors que les composantes transverses sont utilisées pour calculer les courbes de dispersion des ondes de Love (figure 3.15).

Un diagramme 2D représentant l'amplitude de l'enveloppe de la cross-corrélation en fonction du temps et de la fréquence autour de laquelle a été filtrée la cross-corrélation est réalisée pour illustrer les mesures de vitesses de groupe (figure 3.15). La courbe passant par les maxima de ce diagramme est la courbe de dispersion.

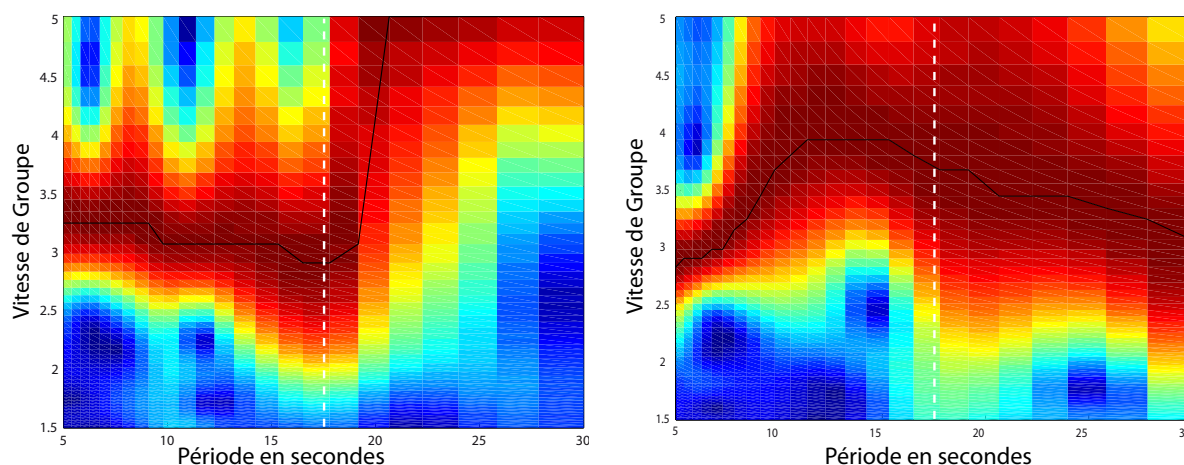


FIGURE 3.15 – Diagramme FTAN pour un couple de station. La figure de gauche a été réalisée à partir des cross-corrélations verticales, la courbe noire est la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh. La figure de droite a été réalisée à partir des cross-corrélations transverses, ce qui permet d'obtenir la courbe de dispersion des ondes de Love (courbe noire). La courbe pointillée blanche indique la période de coupure des courbes de dispersion (calculée en fonction de la distance entre les stations).

La dernière étape consiste à inverser les courbes de dispersion calculées pour chaque paire de stations pour obtenir une image 2D des vitesses de groupe du milieu en fonction de la période et de la distance le long du profil. Pour réaliser cette inversion, le milieu est discrétisé en bloc et une inversion aux moindres carrés amortis a été effectuée.

### 3.2.4 Détermination de l'anisotropie mantellique à partir des ondes SKS et SKKS

L'anisotropie sismique est une propriété d'un milieu qui induit que la vitesse des ondes sismiques varient selon la direction de propagation. Hess (1964) est un des premiers auteurs à avoir mis en évidence de l'anisotropie sismique au niveau de la dorsale océanique en mettant en évidence une augmentation de la vitesse des ondes  $P_n$  dans la direction de la dorsale.

L'anisotropie sismique est localisée à différentes profondeur dans la Terre et son origine est variable :

1. Dans la croûte supérieure, l'anisotropie est considérée comme résultant de l'alignement de microfractures ou de joints de couches qui peuvent être vides ou remplies de fluides (Crampin, 1984). Au delà de 15km, les fractures sont fermées et l'anisotropie ne peut être liée à la présence de fractures (Kern, 1990).
2. Au sein de la croûte inférieure l'anisotropie est considérée comme résultant de l'orientation préférentielle de minéraux, pouvant être reliée à un fluage ductile.
3. Le manteau supérieur est considéré comme la source principale d'anisotropie (Savage, 1999). En effet, l'orientation des cristaux d'olivine est induite par des mécanismes de déformation plastique, associés à l'écoulement mantellique (Nicolas and Christensen, 1987).
4. Le manteau inférieur possède une anisotropie d'intensité moindre que dans le manteau supérieur et à plus de 1000km de profondeur, le milieu semble être isotrope aux ondes de volume (Mainprice *et al.*, 2000; Montagner and Kennett, 1996).

Plusieurs méthodes peuvent être appliquées afin de déterminer l'anisotropie d'un milieu. Une méthode répandue consiste à étudier la biréfringence des ondes SKS et SKKS, principalement sensibles à l'anisotropie mantellique. En effet, l'influence de la croûte dans la biréfringence des ondes SKS et SKKS est souvent considérée comme faible (délais  $\leq 0.3$  secondes).

Cette partie va présenter brièvement la technique de calcul de l'anisotropie à partir de la biréfringence des ondes SKS et SKKS. L'étude de l'anisotropie à partir des ondes SKS et SKKS a été menée avec le logiciel SPLITLAB développé sous Matlab (Wustefeld, 2007; Wustefeld *et al.*, 2008).

### Principe de la biréfringence des ondes SKS et SKKS

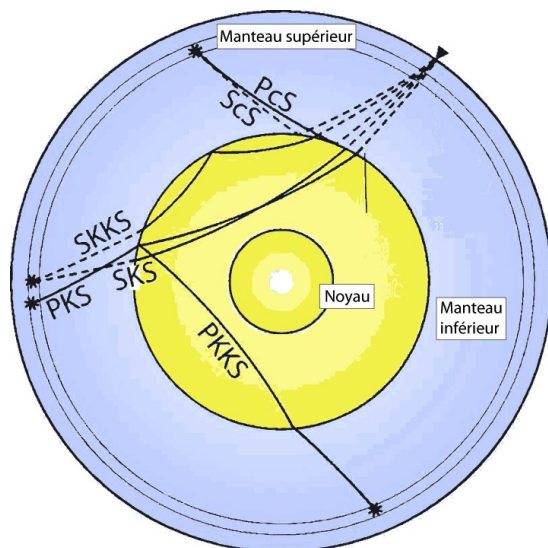


FIGURE 3.16 – Schéma simplifié indiquant le trajet des ondes SKS, PKS et PKKS dans la Terre, seuls le noyau et le manteau dont considérés. Modifiée de Wustefeld (2007).

Une onde SKS est issue d'une onde de propageant sous la forme d'une onde S de l'hypocentre jusqu'à l'interface noyau/manteau (figure 3.16). Cette onde est ensuite convertie en onde P lorsqu'elle se propage dans le noyau et perd alors l'information sur l'anisotropie de la première partie de son trajet. Enfin, cette onde P est convertie en onde S au passage de la discontinuité de Gutenberg. Du fait des propriétés de propagation des ondes S, l'anisotropie induit directement un déphasage des ondes de cisaillement : une onde de cisaillement traversant un milieu anisotrope se sépare en deux ondes polarisées perpendiculairement, se propageant à des vitesses différentes (figure 3.16).

### Traitement des données

Pour cette étude, il a été nécessaire de sélectionner des enregistrements de séismes de magnitude supérieure à  $M_w = 5.0$  et de distance épacentrale entre 85 et 140°.

Nous avons testé différentes méthodes de calcul de l'anisotropie (fonction proposée par SPLITLAB). Ainsi, les techniques de minimisation d'énergie (suppression de l'énergie transverse) (Silver and Chan, 1991), de rotation-corrélation (recherche du maximum de corrélation) (Bowman and Ando, 1987) et le critère des valeurs propres (Eigenvalue criteria, linéarisation du mouvement de la particule) (Silver and Chan, 1991). Les résultats cohérents entre les différentes méthodes ont été sélectionnés et la méthode de rotation-corrélation a été choisie pour la représentation graphique.

Un exemple de résultat proposé par le logiciel SPLITLAB est présenté sur la figure 3.17.

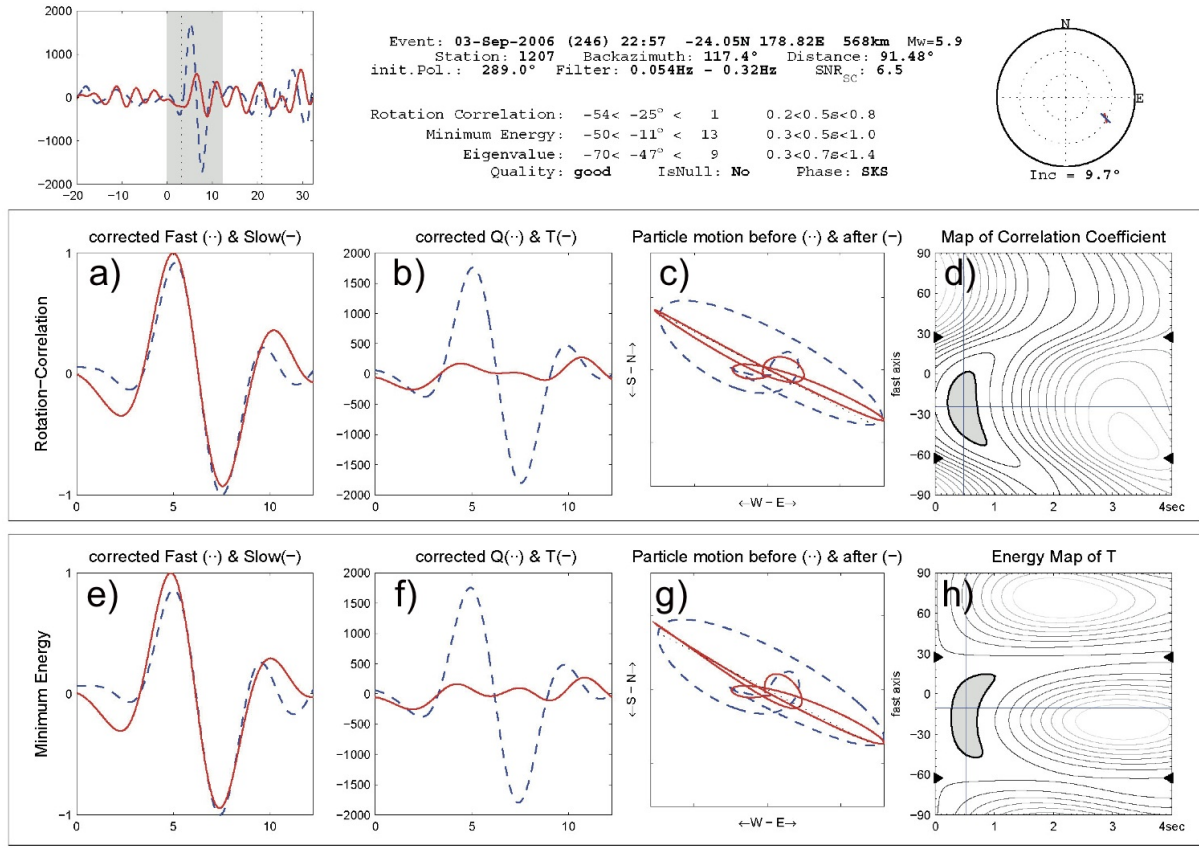


FIGURE 3.17 – Exemple de calcul de l'anisotropie à partir des méthodes de rotation-corrélation (Bowman and Ando, 1987) et de minimisation d'énergie (Silver and Chan, 1991) implémentées dans le logiciel SPLITLAB pour un séisme enregistré à la station L207. Les cadrans de a) à d) représentent les résultats de la méthode de rotation-corrélation alors que les cadrans e) à h) représentent les résultats de la méthode de minimisation d'énergie.

Sur la figure 3.17, les représentations graphiques des résultats des méthodes de rotation-corrélation et de minimisation d'énergie sont représentées. Un résultat est considéré comme acceptable si la composante transverse corrigée (T sur les cadrans b) et f) de la figure 3.17) est quasiment annulée et si le mouvement de la particule (cadrans c) et g) ) est linéarisé.

Si ces conditions sont réunies, le maximum du coefficient de corrélation représenté sur le cadre d) permet de déterminer le meilleur couple délai/direction d'anisotropie pour la méthode de rotation corrélation. De la même façon, le minimum de la carte d'énergie représentée en h) permet de déterminer le meilleur couple de paramètres délai/direction d'anisotropie pour la méthode de Silver and Chan (1991).



### 3.3 Résultats : les Longmen Shan, du manteau à la surface

Les principaux résultats de l'étude géophysique menée dans les Longmen Shan, obtenus à l'aide des méthodes présentées précédemment sont exposés dans cette partie.

#### 3.3.1 Comment se fait la transition entre le craton du Yangtze et le plateau Tibétain à l'échelle crustale ?

##### Données utilisées et traitements effectués

Nous avons vu dans l'introduction que les différents auteurs n'étaient pas en accord en ce qui concerne la transition crustale entre le craton du Yangtze et le plateau Tibétain. Cette partie présente l'apport de l'expérience géophysique dédiée à la région des Longmen Shan.

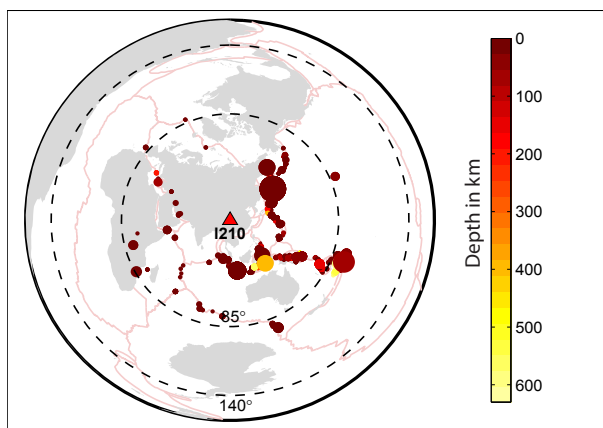


FIGURE 3.18 – Projection des épicentres des téléseismes utilisés dans cette étude. La couleur est fonction de la profondeur et la taille du cercle dépend de la magnitude.

Les séismes utilisés lors de l'étude aux fonctions récepteurs ont été sélectionnés en fonction de leurs incidences (comprises entre 30 et 95 °) et de leurs magnitudes ( $M_w$  5) (figure 3.18). La répartition azimutale des téléseismes traités est satisfaisante malgré une concentration importante d'épicentre de séismes dans la région indonésienne et de l'Ouest du Pacifique.

8603 fonctions récepteurs ont été traitées et 1222 ont été sélectionnées pour la migration des ondes PS présentée dans cette partie. Les fonctions récepteurs ont été calculées à partir de données filtrées entre 0.05 et 1Hz, puis déconvoluées itérativement en domaine temporel.

### Migration PS le long du profil Longmen Shan

La migration des fonctions récepteurs montre un saut de Moho important (figure 3.19). Le Moho de la croûte tibétaine est à environ 63km de profondeur alors que celui du craton du Yangtze est localisé à environ 44km de profondeur. La transition a lieu en moins de 30 km de distance horizontale, ce saut est donc très abrupt. La zone du saut de Moho se localise à l'aplomb de la zone de cisaillement de Wenchuan, au Nord-Ouest du saut topographique. De plus, la profondeur du Moho augmente d'environ 5km à proximité de la transition crustale.

Une interface positive à environ 15km de profondeur est observée dans la croûte supérieure du plateau tibétain. L'épicentre du séisme du Sichuan se localise à proximité de cette interface qui pourrait être interprétée comme un niveau de décollement sur lequel s'est nucléé le séisme du Sichuan.

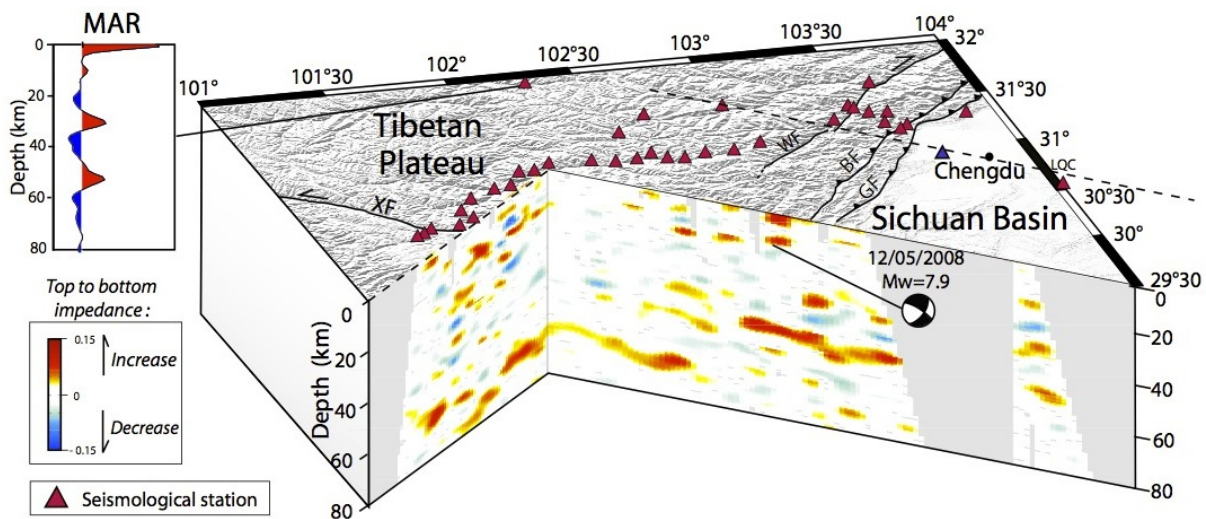


FIGURE 3.19 – Bloc 3D de l'image migrée des phases *PS* le long du profil sismologique. La topographie est drappée sur la partie supérieure (données SRTM USGS). La moyenne des fonctions récepteurs radiales de la station de MAR est représentée séparément car cette station est éloignée du profil. Un important saut de Moho est imagé à l'aplomb de la zone de cisaillement de Wenchuan. XF : Faille de Xianshuihe, WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian.

Au sein de la croûte du Yangtze, une interface positive est observable à ~30km de profondeur, représentant le toit d'une couche à vitesse élevée et interprétée comme une croûte inférieure rapide. A proximité du saut de Moho, au niveau de la croûte tibétaine approfondie, une interface positive plus complexe est interprétée comme le toit de la croûte inférieure.

Plus à l'Ouest, nous n'observons pas d'interfaces positives ou négatives majeures pouvant correspondre aux toits ou bases de croûte moyenne ou inférieure au sein de la croûte

tibétaine. Cependant de nombreux réflecteurs sont imagés dans la croûte supérieure, ce qui est la conséquence probable d'une complexité de la partie supérieure de la croûte à proximité du complexe métamorphique de Danba.

Cette géométrie particulière a été confrontée aux données de gravimétrie acquises le long du profil ainsi que celles publiées (Jiang and Jin, 2005), afin de tester la compatibilité d'un tel saut de Moho avec les anomalies de Bouguer observées. Nous avons choisi un modèle de densité de géométrie très simple, l'objectif étant d'effectuer une modélisation au premier ordre.

La non-unicité des solutions pour modéliser les données d'anomalies de Bouguer montre l'intérêt d'une approche conjointe en confrontant les données gravimétriques à d'autres données géophysiques, telles que les données d'imagerie aux fonctions récepteurs.

La figure 3.20 indique que les données d'anomalies de Bouguer sont compatibles avec un saut de Moho abrupt tel qu'il est imagé avec les fonctions récepteurs.

Considérer une couche à faible densité correspondant au remplissage sédimentaire du bassin du Sichuan en croûte supérieure du craton du Yangtze permet une meilleure modélisation des anomalies de Bouguer dans la partie orientale du profil (figure 3.20).

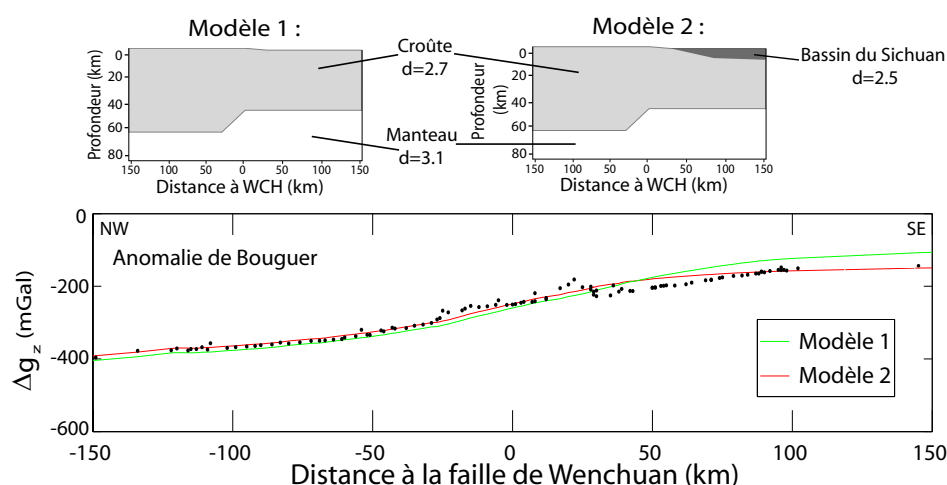


FIGURE 3.20 – Résultats de la modélisation des anomalies de Bouguer sur le profil Longmen Shan en prenant en compte la géométrie crustale imagée par la méthode des fonctions récepteurs. Un saut de Moho abrupt est compatible avec les données d'anomalie de Bouguer, la modélisation des anomalies de Bouguer est meilleure en prenant en compte la présence d'une couche de plus faible densité au niveau du bassin du Sichuan.

Les fonctions récepteurs obtenues à partir des conversions d'ondes S en P (incidence plus faible que les ondes  $PS$ ) ont été calculées à partir des données filtrées entre 0.05 et 0.3 Hz par G. Wittlinger (EOST, Strasbourg). L'intérêt majeur d'effectuer cette migration est que ces phases converties SP sont exemptes de multiples, à l'inverse de la migration des phases PS. L'étude de la migration obtenue à partir des phases SP couplée aux migrations des ondes PS permet donc de supprimer les conversions ne correspondant pas à des interfaces sur l'image migrée des phases PS.

La géométrie du réseau et la faible quantité de données entraînent une diminution de la résolution de l'image migrée. Les fonctions récepteurs ont été filtrées à 0.3 Hz, ce qui permet de mettre en évidence le saut de Moho (figure 3.21).

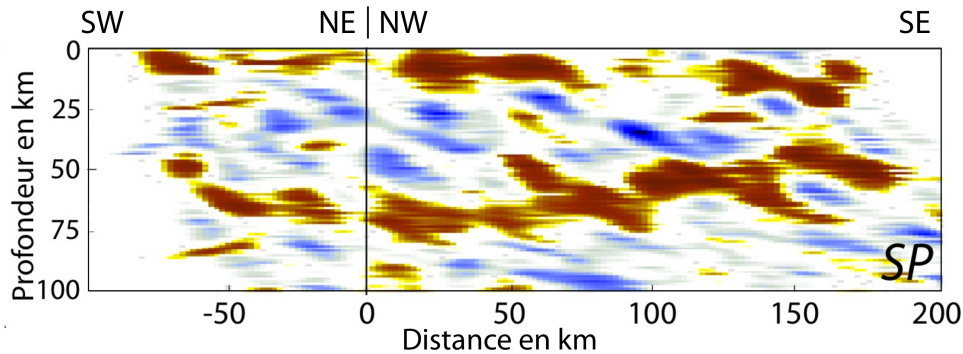


FIGURE 3.21 – Migration des phases  $SP$  le long du profil Longmen Shan (filtre à 0.3 Hz). Le rouge correspond à une augmentation de l'impédance avec la profondeur et le bleu à une diminution d'impédance avec la profondeur. L'interface positive passant d'environ 65 km à 50 km de profondeur correspond au signal du Moho.

Pour augmenter l'information cohérente entre les différentes migrations ( $PS$ ,  $PpS$  et  $SP$ ) et supprimer les zones incohérentes, nous avons effectué une sommation non linéaire de ces migrations et l'image synthétique obtenue est représentée sur la figure 3.22. Pour effectuer cette sommation, les migrations  $SP$  et  $PpS$  ont été calculées considérant une fréquence maximale de 0.3 Hz alors que la fréquence maximale utilisée pour la migration  $PS$  est de 1 Hz.

Sur l'image de sommation non linéaire, plusieurs observations peuvent être faites (figure 3.22) :

- Le Moho du craton du Yangtze est situé à  $\sim 45$  km de profondeur et est visible jusqu'à la station L103 (située à quelques kilomètres de la faille de Wenchuan).
- La croûte tibétaine est à  $\sim 65$  km de profondeur sauf à l'Ouest du profil, à proximité de la faille décrochante de Xianshuihe où elle est à  $\sim 55$  km de profondeur.
- Le signal de la croûte inférieure tibétaine est visible dans le prolongement du signal

du Moho du craton du Yangtze mais la résolution de l'imagerie est de mauvaise qualité.

- Dans le craton du Yangtze, la discontinuité de Conrad est toujours visible vers 30km de profondeur.
- Il n'y a pas d'évidence de la présence de zones à faible vitesse (interface bleue au dessus d'une interface rouge) au sein de la croûte malgré le présence de conversions négatives qui sont interprétées comme une diminution graduelle de vitesse avec la profondeur.



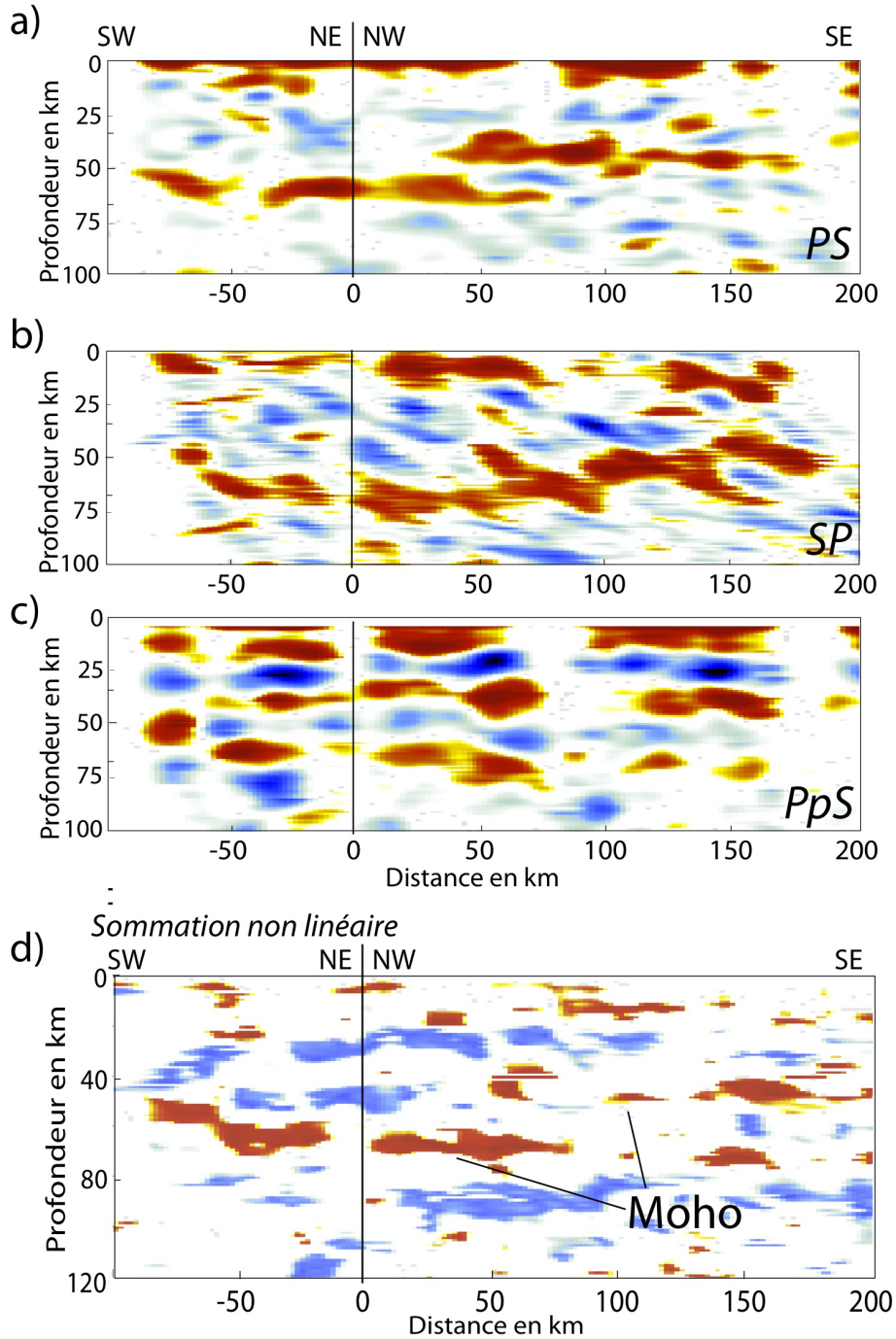


FIGURE 3.22 – Images migrées des différentes phases converties utilisées pour effectuer la sommation non linéaire, le rouge correspond à une augmentation de l'impédance avec la profondeur et le bleu à une diminution d'impédance avec la profondeur. a) *PS* filtrée à 1 Hz, b) *SP* filtrée à 0.3 Hz et c) *PpS* filtrée à 0.3 Hz d) Résultat de la sommation non linéaire où l'interface correspondant au Moho est indiquée.

### 3.3.2 Y-a-t-il des évidences d'anisotropie au sein de la croûte tibétaine ?

Les fonctions récepteurs peuvent aussi être utilisées pour repérer la présence de couches anisotropes au sein de la croûte.

#### Observation des fonctions récepteurs sommées des stations L201 à L205

Les fonctions récepteurs enregistrées aux stations L201, L202, L203, L204 et L205 ont été sommées et représentées en fonction du back-azimuth (figure 3.23).

Sur la figure 3.23, plusieurs points sont à noter concernant les pics correspondant au Moho et à la croûte inférieure :

- Apparition d'une conversion positive à  $\sim 6$  secondes sur les fonctions récepteurs radiales pour les back-azimuts compris entre  $30^\circ$  et  $200^\circ$
- Diminution importante de l'amplitude du pic du Moho pour les back-azimuts compris entre  $\sim 100^\circ$  et  $220^\circ$ .
- Signal  $2\pi$ -périodique sur les fonctions récepteurs transverses qui s'annule vers  $175^\circ$  et  $0^\circ$  à environ 6 secondes.

Ces remarques sont compatibles avec la présence d'une anisotropie dans la croûte inférieure sous ses stations. En effet, seule une couche anisotrope peut entraîner une atténuation du pic du Moho.

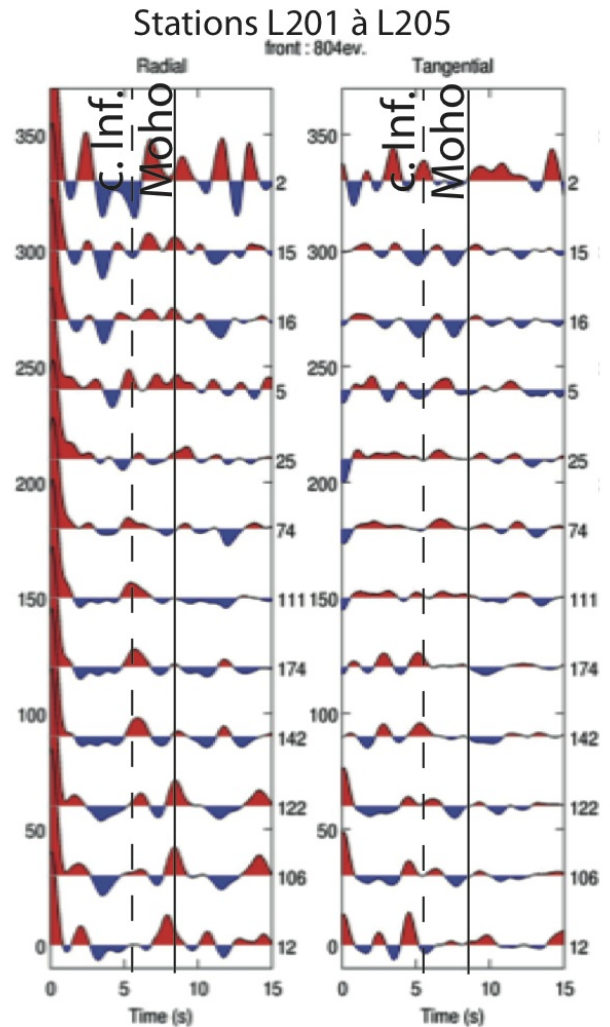


FIGURE 3.23 – Représentation des fonctions récepteurs radiales et transverses sommées pour les stations L201 à L205 en fonction du back-azimuth. Les conversions associées au toit de la croûte inférieure et au Moho sont indiquées.

Une autre information est visible sur la figure 3.23, dans les premières secondes des fonctions récepteurs, un pic au temps  $t = 0$  est visible sur les composantes transverses, il est  $2\pi$ -périodique et s'annule pour des back-azimuts à  $\sim 280^\circ$  et  $90^\circ$ .

Une couche anisotrope en surface ou une interface pentée peuvent être responsable de ce signal.

Nous avons étudié ces 2 cas et de nombreux modèles ont été testés, afin de trouver les plus compatibles avec nos observations. Nous avons choisi de ne représenter que la modélisation la plus concluante pour chacun des deux cas.

### **Modélisation des fonctions récepteurs mettant en évidence une croûte inférieure anisotrope**

Les résultats de l'imagerie sismologique ont mis en évidence la présence d'une croûte inférieure à l'Est de la croûte tibétaine entre 48 et 63km. Le signal observé sur les fonctions récepteurs est le mieux expliqué si on considère une anisotropie d'axe rapide d'amplitude de l'ordre de 5 à 8%, de direction  $\sim N90$  et avec un plongement compris entre  $10$  et  $45^\circ$  (figure 3.24). Cette direction anisotrope est donc oblique par rapport à l'axe de la chaîne. Cependant, cette modélisation ne permet pas d'interpréter la totalité du signal observé sur les fonctions récepteurs transverses, notamment en ce qui concerne les back-azimuts supérieurs à  $200^\circ$ , pour lesquels les fonctions récepteurs moyennées sont plus bruitées car elles ont été calculées à partir d'un nombre plus faible de fonctions récepteurs.

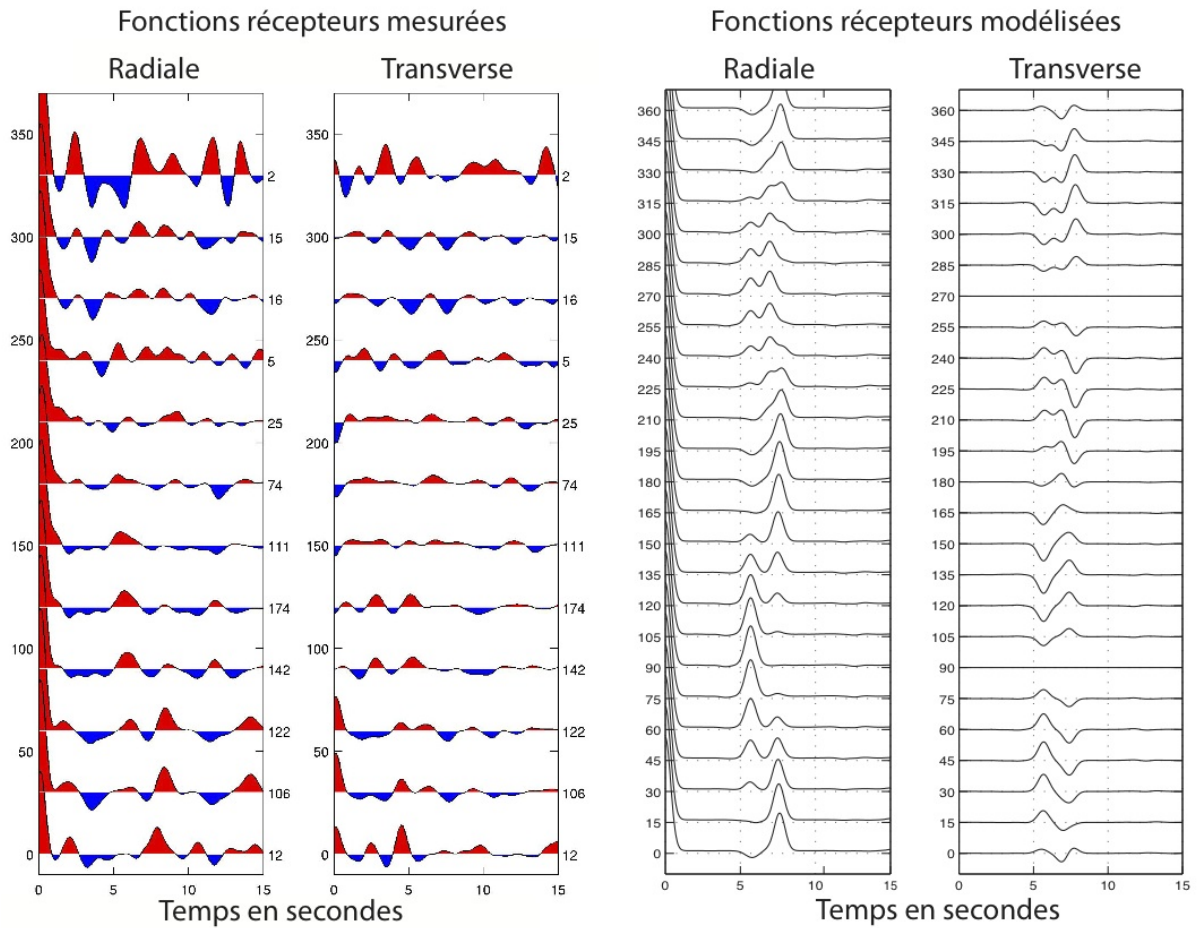


FIGURE 3.24 – Représentation des fonctions récepteurs radiales et transverses sommées pour les stations L201 à L205 en fonction du back-azimuth. Les fonctions récepteurs modélisées sont représentées (anisotropie de 8%, de direction  $N90$  et de pendage de  $45^\circ$  dans ce cas). Sur la figure de gauche, le chiffre à côté de chaque fonction récepteur est le nombre de fonctions récepteurs qui ont été moyennées pour calculer la fonction récepteur moyenne. Les fonctions récepteurs moyennées sont donc de meilleure qualité pour des back-azimuths compris entre 0 et  $200^\circ$ , où le nombre de fonctions récepteurs utilisé est supérieur à 25.

### Modélisation des fonctions récepteurs mettant en évidence une couche anisotrope dans la croûte supérieure

De la même façon, la modélisation des fonctions récepteurs suggère la présence d'une couche anisotrope dans la partie supérieure de la croûte. La meilleure modélisation obtenue met en évidence une couche anisotrope d'environ 18km d'épaisseur présentant une anisotropie de  $\sim 10\%$  et de direction  $\sim N100$  avec un plongement de l'ordre de  $40^\circ$ .

FIGURE 3.25 :

*Représentation des fonctions récepteurs radiales et transverses sommées pour les stations L201 à L205 en fonction du back-azimuth en bleu. Les fonctions récepteurs modélisées sont représentées en noir. Ce modèle considère un axe d'anisotropie rapide de 10 %, de direction N100 et de plongement de  $40^\circ$ .*

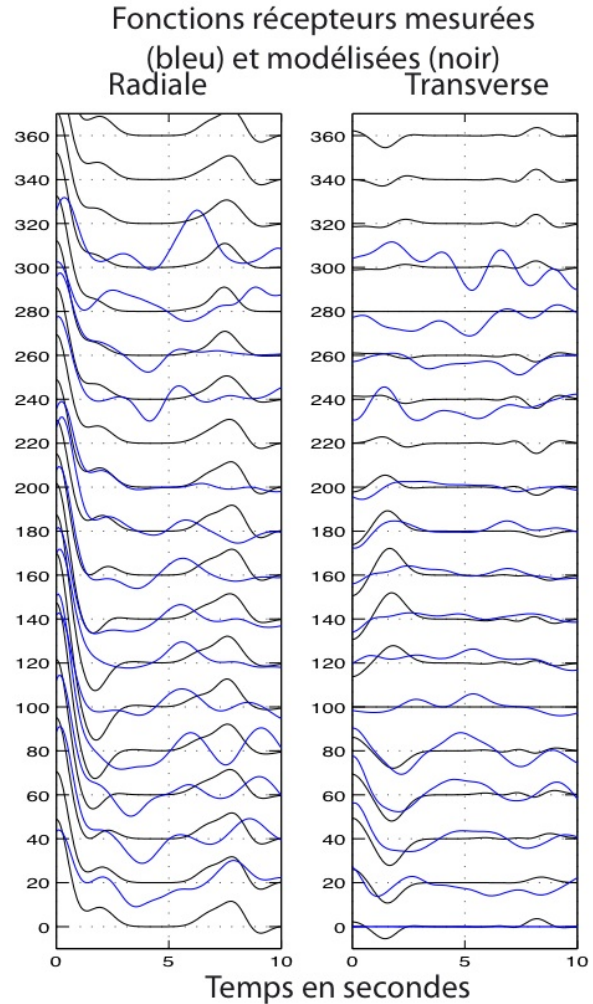


FIGURE 3.25 –

### Conclusions de la modélisation des fonctions récepteurs

La comparaison entre les fonctions récepteurs observées et les fonctions récepteurs synthétique a montré :

1. La présence d'une croûte inférieure anisotrope d'axe rapide de direction  $\sim N90$  sous la partie orientale du Songpan Garze entre 48 et 63km de profondeur.
2. La présence d'une couche anisotrope en surface d'axe rapide de direction  $N100$ , de plongement de l'ordre de  $40^\circ$  et d'épaisseur d'environ 18km.



### 3.3.3 Quelles sont les évidences de la présence d'un flux chenalisé au sein de la croûte ?

La géométrie crustale imagée à l'aide de la méthode des fonctions récepteurs a mis en évidence un saut de Moho très abrupt. Nous avons vu dans l'introduction que deux type de modèles principaux étaient proposés dans la bibliographie pour expliquer les déformations dans les Longmen Shan : (1) Un modèle de flux chenalisé ou (2) un modèle de raccourcissement crustal. La géométrie imagée dans cette étude aurait tendance à privilégier l'hypothèse d'un flux chenalisé dans la croûte. En effet, la confrontation de deux croûtes de rhéologies différentes, notamment du fait de la présence de ce flux chenalisé permet d'expliquer le saut de Moho abrupt. Cependant, quelles sont les évidences de la présence d'un flux chenalisé au sein de la croûte ? Pour répondre à cette question, il est important de caractériser les propriétés physiques de la croûte tibétaine.

#### Evolution des rapports $\frac{V_P}{V_S}$ le long du profil sismologique

La présence de fusion partielle au sein de la croûte tibétaine a été proposée par plusieurs auteurs pour interpréter les faibles vitesses moyennes au sein de la croûte moyenne et les forts coefficients de Poisson observés à certaines stations (Xu *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2008b). A partir des données de l'expérience Longmen Shan, nous avons calculé les rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  en appliquant les méthodes proposées par Kind *et al.* (2002) et Zhu and Kanamori (2000).

#### Application de la méthode de Kind *et al.* (2002)

La détermination des rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  en utilisant la méthode de Kind *et al.* (2002) a été appliquée aux données du profil Longmen Shan. Cette méthode compare les profondeurs migrées du Moho avec les phases PS et les phases PPS le long d'un profil. Pour cette étude, nous avons effectué les migrations en utilisant un modèle de vitesse 1D de type IASP91 (Kennett and Engdahl, 1991) modifié avec un Moho à 70km de profondeur. Les profondeurs du Moho migrées des phases PS et PpS ont été repérées sur les deux profils.

Nous avons vu précédemment que les temps d'arrivée des phases PS et PpS est fonction de l'épaisseur  $H$  de la couche et du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  moyen de cette couche, la vitesse des ondes P influence faiblement  $H$  et  $\frac{V_P}{V_S}$ . Si le modèle de vitesse (en particulier le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ ) utilisé pour les migrations est valable, les profondeurs pointées du Moho sur les migrations PS et PpS seront identiques.

La différence de profondeur du Moho entre les pointés des deux phases est utilisée pour retrouver le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  crustal moyen (figure 3.26).

Le long de notre profil, en considérant une vitesse des ondes P telle que  $V_P = 6.5 km.s^{-1}$ , les rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  obtenus dans la croûte tibétaine sont en moyenne de 1.69

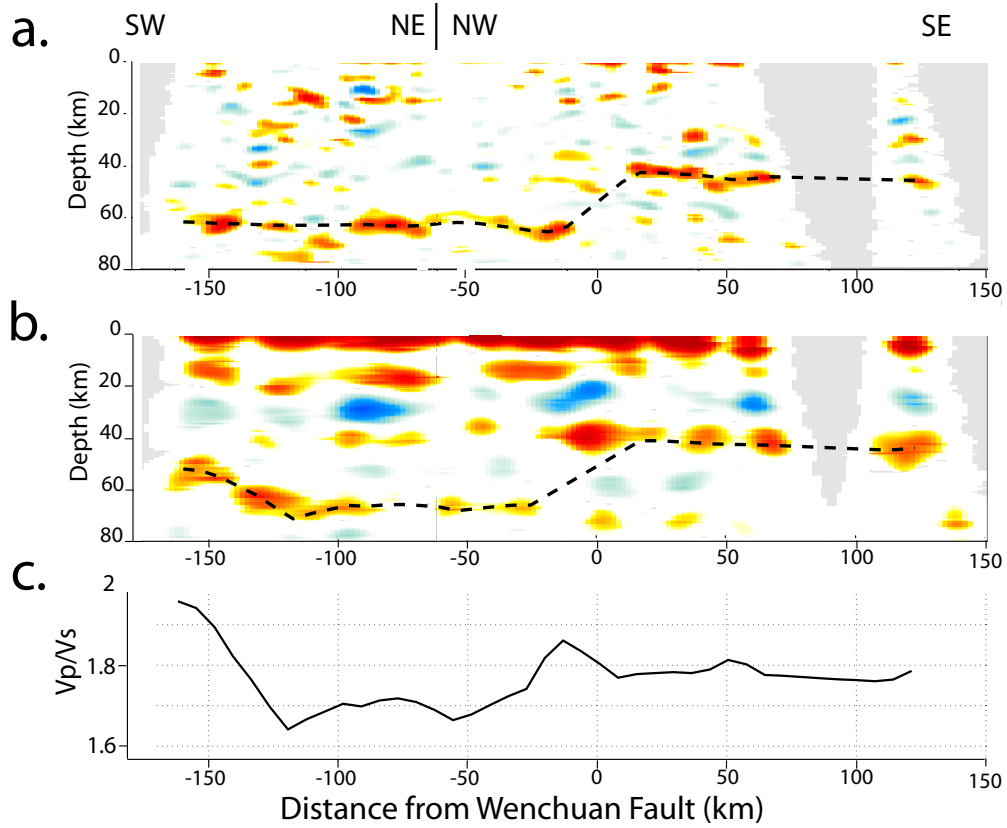


FIGURE 3.26 – Mesure du rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  selon la méthode de Kind *et al.* (2002). Les courbes pointillées noires correspondent aux pointés de profondeur du Moho. a) Résultat de la migration des ondes  $PS$  filtrées à entre 0.05 et 1Hz b) Résultat de la migration  $PpS$  entre 0.05 et 0.3 Hz c) Évolution des rapports  $\frac{V_p}{V_s}$  le long du profil.

( $\sigma = 0.23$ ) alors qu'ils sont d'environ 1.79 ( $\sigma = 0.27$ ) dans le craton du Yangtze. A proximité de la faille de Xianshuihe (Ouest de notre profil), le rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  est plus élevé, puisqu'il atteint presque une valeur de 2 ( $\sigma = 0.33$ ).

Ces résultats ont été comparés à ceux obtenus en appliquant la méthode de Zhu and Kanamori (2000) puis interprétés en comparant avec les données publiées dans la région.

### Application de la méthode de Zhu and Kanamori (2000)

La figure 3.27 présente les résultats obtenus à 4 stations sismologiques en utilisant la méthode de détermination des rapports  $\frac{V_p}{V_s}$  de Zhu and Kanamori (2000). Pour chaque station, les fonctions récepteurs sont représentées en fonction de la distance épacentrale à gauche et le diagramme en densité est à droite. Le maximum de ce diagramme est le couple de paramètres  $H$  et  $\frac{V_p}{V_s}$  qui correspond le mieux aux données des

fonctions récepteurs.

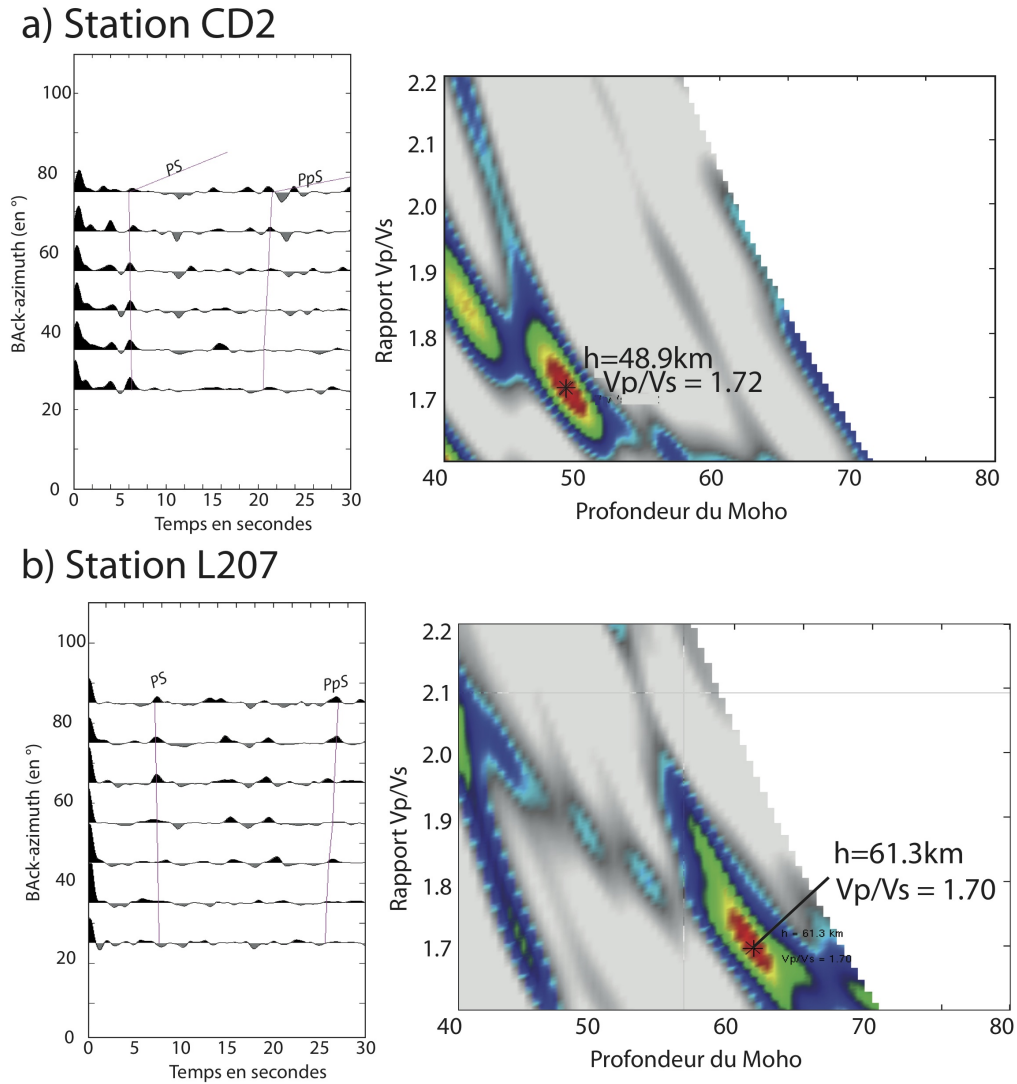


FIGURE 3.27 – Mesure du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  selon la méthode de Zhu and Kanamori (2000) pour les stations sismologiques CD2 (bassin du Sichuan) et L207 (Songpan Garze).

Un tableau synthétique de tous les résultats obtenus est présenté (table 3.28). Pour certaines stations, nous n'avons pas de données disponibles, soit du fait du nombre trop faible de fonctions récepteurs, soit de la faible amplitude du signal des phases multiples  $PpS$ .

#### Comment varie le rapport $\frac{V_P}{V_S}$ le long du profil Longmen Shan ?

Nous avons regroupé les données de l'application des méthodes de Zhu and Kanamori (2000) et Kind *et al.* (2002) pour déterminer le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  le long du profil Longmen Shan (figure 3.29).

Station	Groupe	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Nb de séismes	Moho (en km)	Vp/Vs	Coefficient de Poisson
LQC	SCH	30.6224	104.3464	18			
CD2	SCH	30.91	103.758	115	48.9	1.72	0.25
PEN	SCH	31.1107	103.8935				
DUJ	SCH	31.0323	103.6108	106	42.1	1.84	0.29
L100	LMS	31.0052	103.5256	20			
BAJ	LMS	30.9828	103.4067	109	42.2	1.79	0.27
TAO	LMS	31.0696	103.4647	29	39.5	1.85	0.29
GDG	LMS	31.1006	103.2982	28			
L103	LMS	31.023	103.1626	25	43.1	1.85	0.29
WCH	n.u.	31.479	103.59	45			
L201	SGP	31.0136	102.8555	169	62	1.78	0.27
L202	SGP	31.0011	102.7732	43			
L203	SGP	30.9752	102.6865	67			
L204	SGP	30.9668	102.6376	25			
L205	SGP	31.0049	102.5656	98	62	1.73	0.25
L207	SGP	31.0146	102.4262	98	61.3	1.7	0.24
L301	SGP	31.2397	102.446	101	62.2	1.71	0.24
L302	SGP	31.3878	102.5833	73	57	1.74	0.25
L303	SGP	31.4161	102.9779	204			
XIA	SGP	30.9932	102.3695	73	61.5	1.76	0.26
L209	SGP	31.0156	102.3217	20			
L210	SGP	31.0341	102.1848	20	63.3	1.68	0.23
L211	SGP	31.0055	102.0933	100	57.8	1.78	0.27
L212	SGP	30.9656	102.0049	124	62.3	1.71	0.24
L213	SGP	30.8989	101.9401	82	64.3	1.68	0.23
L214	SGP	30.8573	101.8543	8			
L215	SGP	30.7921	101.7496	15	68.7	1.68	0.23
L216	SGP	30.6826	101.7541	35	63.4	1.71	0.24
L217	SGP	30.6044	101.7341	83			
L218	SGP	30.5305	101.6149	26			
L220	SGP	30.551	101.5373	9			
L221	SGP	30.5103	101.4977	40			
L222	SGP	30.4816	101.4397	44	55.8	1.77	0.27
MAR	SGP	31.9036	102.2233	165	53.9	1.73	0.25

FIGURE 3.28 – Tableau des profondeurs de Moho et rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  obtenus pour les stations du réseau Longmen Shan en appliquant la méthode de Zhu and Kanamori (2000)

Sous le craton du Yangtze, le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  moyen de 1.79 est interprété comme résultant de l'important rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  dans les sédiments du bassin du Sichuan, ainsi que de la probable nature mafique de la croûte inférieure du craton du Yangtze.

A l'inverse, le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  trouvé pour la croûte tibétaine est plus faible que la valeur moyenne estimée pour les croûtes continentales (Zandt and Ammon, 1995). Cette observation ainsi que le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  moyen de 1.74 mesuré plus à l'Ouest, dans le bloc du Songpan Garze par Vergne (2002), ne suggère pas l'existence d'une zone de fusion partielle importante dans la croûte du bloc du Songpan Garze. De plus, l'image migrée à partir des phases PS n'indique pas la présence d'une couche à faible vitesse au sein de la croûte tibétaine (pas d'alternance interface négative/interface positive marquée).

Au niveau de la faille de Xianshuihe où la méthode de Kind *et al.* (2002) donne

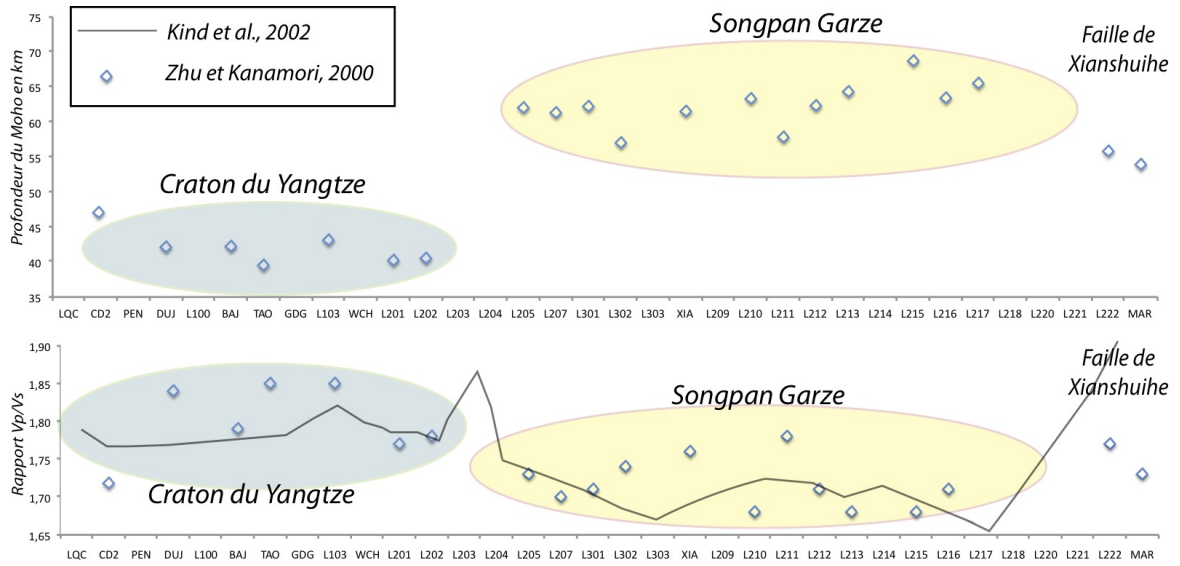


FIGURE 3.29 – Graphiques des profondeurs de Moho et des rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  obtenus pour les stations du réseau Longmen Shan selon la méthode de Zhu and Kanamori (2000). La courbe noire représente l'évolution du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  obtenu en appliquant la méthode de Kind *et al.* (2002).

des rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  très élevés ( $\sim 2.0$ ) alors que la méthode de Zhu and Kanamori (2000) indique un rapport de  $\sim 1.77$ . Le fort rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  peut résulter de la présence de fluides dans la zone de faille. Cependant, la différence de résultats entre ces 2 méthodes peut aussi être la conséquence d'un mauvais pointé des profondeurs du Moho.



### Comparaison avec les résultats publiés

Nous avons comparé les résultats obtenus lors de notre étude et ceux publiés par d'autres équipes dans la même région (Xu *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2007b; Zhang *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2010a) et sont présentés sous forme de carte (figure 3.30).

### Profondeurs du Moho

Sur la figure 3.30 a), plusieurs points sont notables :

- Les profondeurs de Moho sont directement reliées aux structures observables en surface. La profondeur moyenne du Moho du craton du Yangtze est de  $\sim 43\text{km}$  alors que la croûte tibétaine a une épaisseur moyenne de l'ordre de  $63\text{km}$ .
- Au Sud-Ouest de la faille de la Xianshui He, les profondeurs de Moho sont plus faibles, de l'ordre de  $57\text{km}$ .
- Au niveau de Markam, au Nord du profil sismologique, la profondeur du Moho est d'environ  $55\text{km}$ , ce qui est plus faible que celle trouvée le long du profil.

### Rapports $\frac{V_P}{V_S}$

Plusieurs remarques sur la figure 3.30 b) peuvent être effectuées :

- A l'inverse des données de profondeur de Moho, les rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  ne sont ni corrélés aux grandes structures observables en surface ni aux profondeurs de Moho.
- Les rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  trouvés dans la croûte tibétaine sont plus faibles que les valeurs classiquement calculées pour les croûtes continentales, ce qui exclut l'hypothèse concernant la présence d'une zone de fusion partielle au sein de la croûte tibétaine.
- La zone à  $\frac{V_P}{V_S}$  élevé décrite par Xu *et al.* (2007) se prolonge vers le Nord-Est ainsi que dans le bassin du Sichuan mais n'est pas corrélée au front topographique. Il est donc difficile de l'interpréter tel que proposé par ces auteurs (Zone de fusion partielle de la croûte en bordure du plateau).
- Le long de notre profil, les rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  obtenus dans le craton du Yangtze sont élevés, ce qui est probablement le résultat de la présence d'un bassin sédimentaire en croûte supérieure et de la nature mafique de la croûte inférieure.

## a) Profondeur du Moho

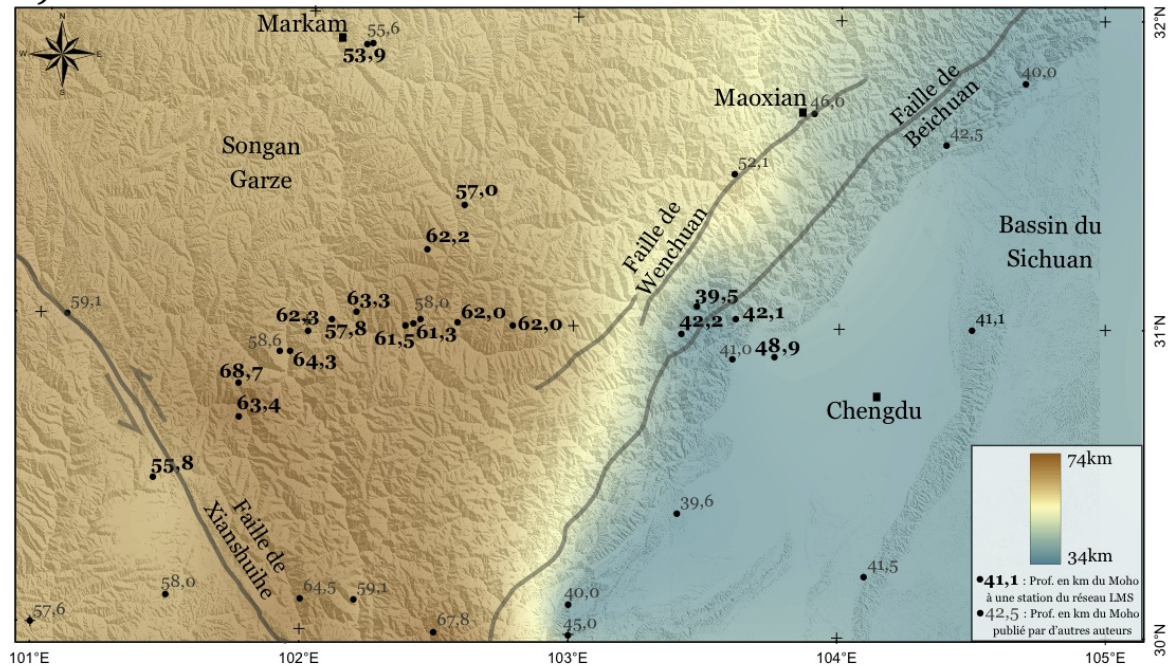
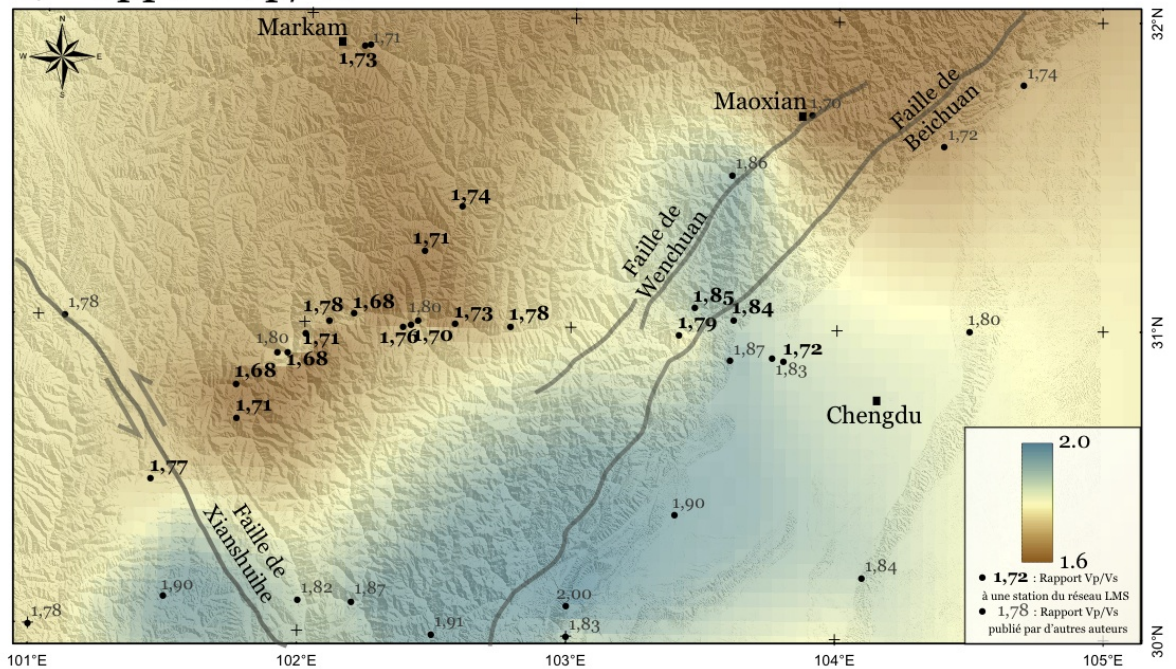
b) Rapport  $V_p/V_s$ 

FIGURE 3.30 – Compilations des profondeurs de Moho et des rapports  $\frac{V_p}{V_s}$  de différentes études à proximité de l'expérience sismologique des Longmen Shan (Wang *et al.*, 2010b, 2007b; Xu *et al.*, 2007) ainsi que les données obtenues au cours de cette étude. Une interpolation de ces données a été réalisée. Les données sont drappées sur le SRTM 3" de la région et les grandes failles sont indiquées.



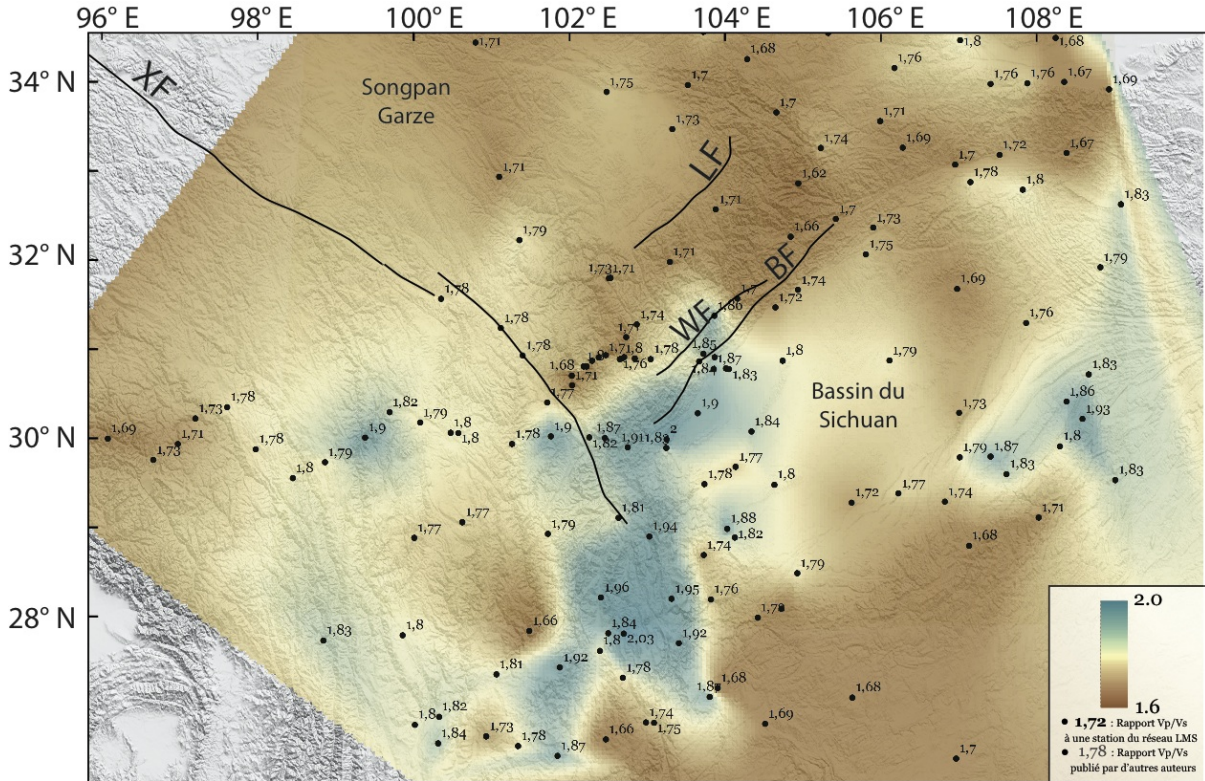


FIGURE 3.31 – Interpolation des rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  de différentes études en bordure Est du plateau tibétain (Wang *et al.*, 2010b, 2007b; Xu *et al.*, 2007) ainsi que les données acquises au cours de cette étude. Les données sont drapées sur le SRTM 3" de la région, les grandes failles sont indiquées. BF : Faille de Beichuan, WF : Faille de Wenchuan, WF : Faille de Xianshui He et LF : Faille de Longriba.

Une interpolation de ces données a été réalisée mais l'espacement entre certains points de résultats est important et l'interprétation de cette image est à effectuer avec précautions.

Nos données sont en accord avec les données publiées de Xu *et al.* (2007); Wang *et al.* (2007b) et Wang *et al.* (2010a) qui ont été intégrées à cette synthèse (figure 3.30).

La figure 3.31 montre l'interpolation des rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  à plus grande échelle. Il n'y a pas de corrélation entre la répartition des rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  et les structures géologiques observées en surface.

Une proposition pour expliquer la répartition des rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  à plus grande échelle est que la zone où les rapports  $\frac{V_P}{V_S}$  sont élevés correspond à une importante quantité de roches mafiques formant la croûte. En effet, au Sud du bassin du Sichuan, un plume a entraîné la formation de la grande province basaltique des Emeishan (Xu *et al.*, 2004).

### Résultats de la tomographie de bruit sismique

La méthode de tomographie de bruit sismique appliquée au réseau Longmen Shan nous a permis de calculer les courbes de dispersion moyenne des ondes de Rayleigh et de Love dans la région des Longmen Shan. Malgré la faible longueur du réseau, ces courbes ont pu être calculées pour des périodes allant jusqu'à 25 secondes.

#### Coupes des vitesses de groupe des ondes de surface le long du profil

Les vitesses de groupes des ondes de Rayleigh sont représentées sur la figure 3.32, en fonction de la période. Les faibles vitesses de groupe observées à courtes périodes sous le bassin du Sichuan, à l'Est du profil, résultent de la présence de sédiments dans la partie supérieure de la croûte. Cette observation apporte une validation de cette image de tomographie de bruit sismique.

Concernant les ondes de Love, la quantité de données disponibles est plus faible mais la signature du bassin du Sichuan comme une zone à faible vitesse de groupe est observable (figure 3.33), ce qui valide ces données.

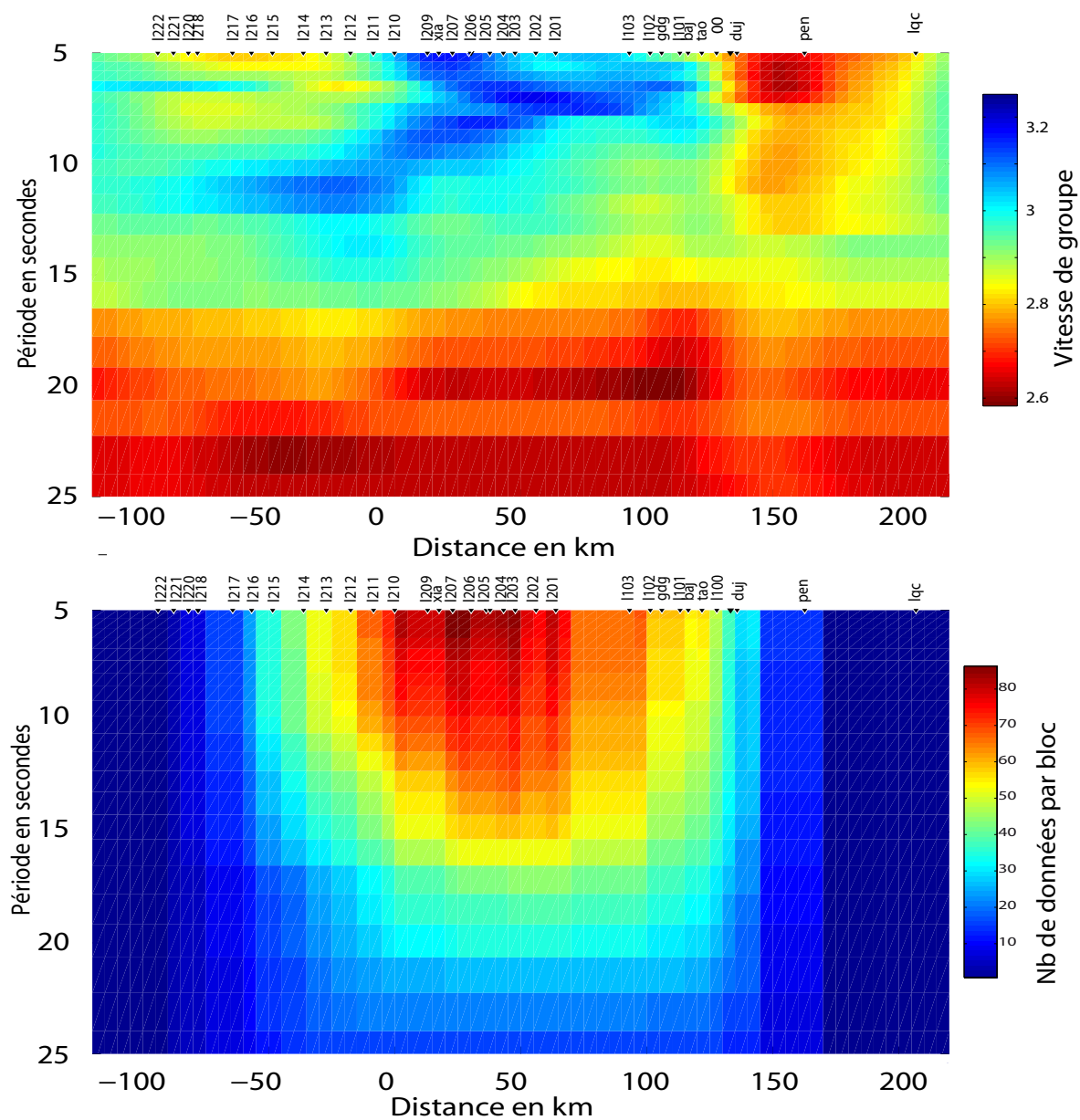


FIGURE 3.32 – a) Image de tomographie de bruit sismique des ondes de Rayleigh pour le réseau Longmen Shan. b) Nombre de données disponibles par bloc du milieu discrétisé, ce qui permet d'estimer au premier ordre la résolution de la figure a).



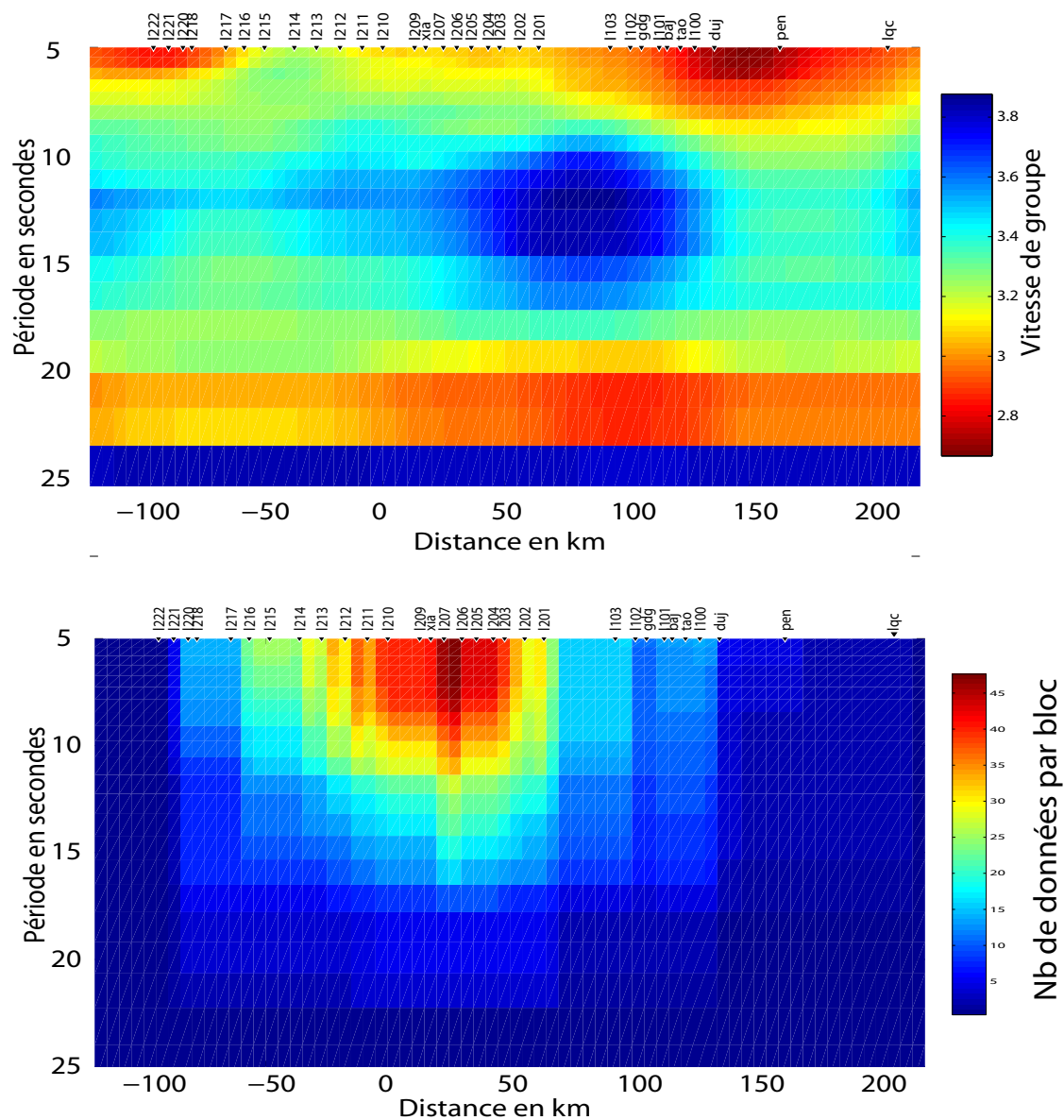


FIGURE 3.33 – a) Image de tomographie de bruit sismique des ondes de Love b) Nombre de données disponibles par bloc du milieu discrétisé pour l'inversion.

### Courbes de dispersion moyenne

A partir des images tomographiques de vitesses de groupe en fonction de périodes (figures 3.32 et 3.33), des courbes de dispersion moyennes ont été calculées et comparées à des données publiées Li *et al.* (2009b) et Li *et al.* (2010a).

Concernant les ondes de Rayleigh et les ondes de Love, plusieurs conclusions sont notables :

- Les faibles vitesses du bassin du Sichuan sont supérieures dans notre étude, conséquence probable du fait que nos données sur le bassin du Sichuan soit en bordure du réseau (moins de données).
- Jusqu'à des périodes d'environ 15 secondes, nos données sont en accord avec celles de Li *et al.* (2009b) et de Li *et al.* (2010a).
- A l'inverse, les vitesses de groupe que nous avons calculées pour des périodes supérieures à 15 secondes sont inférieures à celles calculées par ces mêmes auteurs.

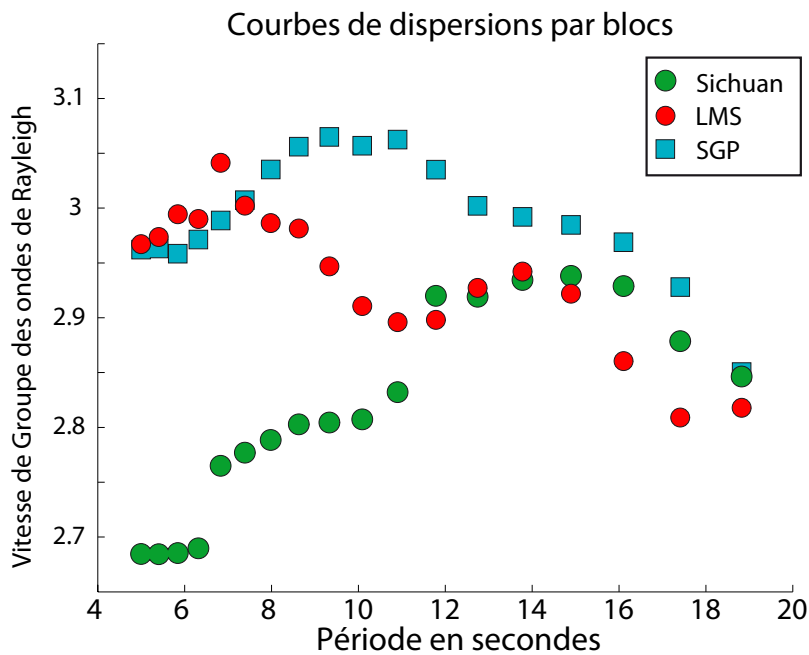


FIGURE 3.34 – Courbes de dispersion des ondes de Rayleigh obtenues pour 3 blocs, à partir de l'image tomographique de la figure 3.32. Les cercles bleus représentent la courbe de dispersion moyenne pour le bassin du Sichuan. Les carrés bleus correspondent à celle du bloc Longmen Shan (entre 80 et 120km sur l'image 3.32) et les cercles rouges sont les points de la courbe de dispersion moyenne du bloc du Songpan Garze.

### Modélisation directe de courbes de dispersion

Ce travail a cherché à tester au premier ordre un modèle de croûte simple, c'est pourquoi la modélisation directe a été privilégiée. Les profondeurs des interfaces ont été contraintes à partir des résultats de l'imagerie aux fonctions récepteurs.

La courbe de dispersion moyenne des ondes de Rayleigh pour le bloc SGP ( distance de -30 à -100km sur la figure 3.32) a été calculée et est présentée sur la figure 3.35.

Nous avons vu avec les fonctions récepteurs que la croûte était épaissie (63km d'épaisseur). Les résultats de la modélisation directe indiquent qu'une croûte épaisse de 63km avec des vitesses d'ondes S constantes au sein de la croûte ne permet pas d'expliquer la forme de la courbe de dispersion moyenne. Il est nécessaire de considérer des vitesses plus élevées en profondeur. Nous avons testé en imposant une croûte inférieure plus rapide et la courbe modélisée est cohérente avec la courbe de dispersion moyenne obtenue à partir de nos données.

Cependant, l'imagerie aux fonctions récepteurs ne montre aucun saut de d'impédance au passage de la croûte inférieure, il est donc plus probable d'imaginer un gradient de vitesse croissant avec la profondeur. Cette observation n'est pas en faveur d'une zone à faible vitesse au sein de la croûte inférieure tibétaine.

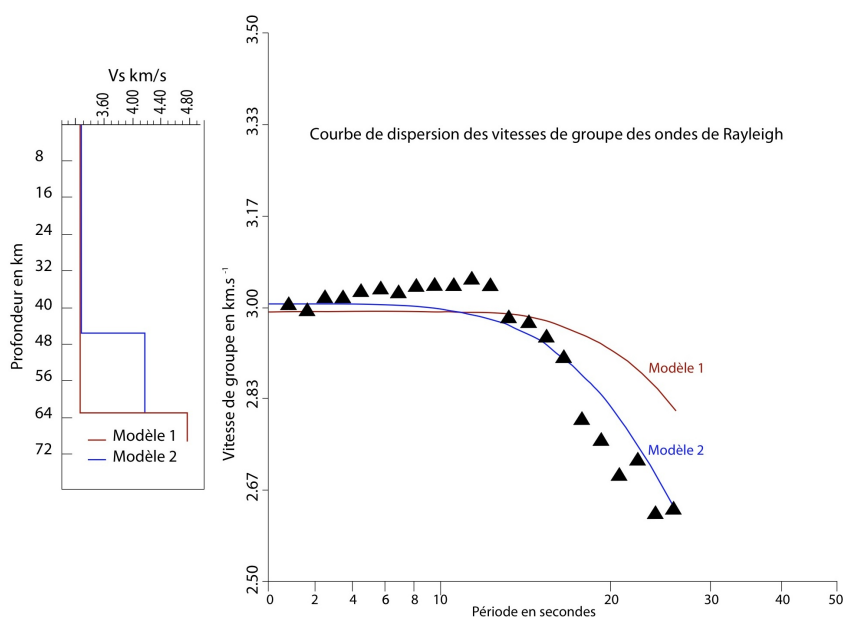


FIGURE 3.35 – Résultats de la modélisation directe des courbes de dispersion pour le bloc SGP en utilisant le logiciel *Computer Programs in Seismology* (Herrmann and Ammon, 2002; Herrmann, 2007)

Cette observation est en désaccord avec la présence éventuelle d'une zone à faible vitesse dans la croûte tibétaine.

### **Conclusions concernant la présence d'une flux chenalisé au sein de la croûte tibétaine**

L'utilisation de plusieurs types de données géophysiques a montré qu'il n'existait pas de zone de fusion de partielle au sein de la croûte tibétaine. Le modèle de flux chenalisé (Burchfiel, 2004; Burchfiel *et al.*, 2008) impliquant une zone de fusion partielle au sein de la croûte tibétaine n'est donc pas compatible avec l'ensemble des données obtenues lors de plusieurs études. Cependant, certains auteurs suggèrent la présence d'un important fluage crustal sans présence de fusion partielle (Royden *et al.*, 2008), ce qui n'est pas réfuté par nos données.

### 3.3.4 Quelles informations peut-on obtenir concernant le manteau supérieur dans la région des Longmen Shan ?

#### Étude de la biréfringence des ondes SKS et SKKS

L'étude des formes d'ondes SKS et SKKS permet une évaluation de l'anisotropie principalement localisée dans le manteau supérieur.

Les directions d'axes rapides des mesures d'anisotropie en bordure Est du plateau tibétain peuvent être interprétées comme la conséquence d'une déformation actuelle ou comme reliques d'une fabrique fossilisée, résultat de processus plus anciens.

La première remarque majeure est que les délais associés aux anisotropies sont faibles (figure 3.36). La plupart des études d'anisotropie à partir des ondes SKS obtiennent des délais supérieurs à une seconde, ce qui n'est pas le cas ici.

Les délais obtenus pendant cette étude sont relativement faibles mais ne peuvent uniquement être attribués à une anisotropie crustale. Cette observation n'est pas en accord avec l'hypothèse d'un flux important de matériel asthénosphérique en bordure Est du plateau Tibétain.

Flesch *et al.* (2005) ont étudié les informations apportées par l'étude de la biréfringence des ondes SKS corrélées aux données GPS et de géologie de surface dans le Sud-Est du plateau Tibétain et ont montré que la déformation était cohérente entre la croûte et le manteau lithosphérique, ce qui rend difficile la présence d'une couche à faible viscosité au sein de la croûte. Ces résultats ont été confirmés par les études de la biréfringence des ondes SKS menée par Sol *et al.* (2007), Wang *et al.* (2007b) et Wang *et al.* (2008a).

Ces observations sont en opposition avec un modèle de déformation de type "flux crustal chenalisé" car ce type de modèle implique un important contraste de viscosité au sein de la croûte, ce qui serait responsable d'un niveau de découplage majeur. Une étude menée par Bendick and Flesch (2007) suggère qu'un flux crustal associé à un couplage lithosphérique est possible si le contraste de viscosité entre le chenal et le reste de la croûte est bien plus faible que celui proposé dans les modélisations de Royden *et al.* (1997) et Clark and Royden (2000).

A partir d'une étude de tomographie menée à partir de courbes de dispersion des vitesses de phases des ondes de Rayleigh issues de tomographie de bruit sismique et de téléseismes, Zhao *et al.* (2010) ont montré la complexité de l'anisotropie sismique. Ces auteurs ont montré que pour le Yunnan (au Sud de la faille de Xianshui He), la présence de fluage crustal et le glissement sur de grands décrochements crustaux était tous les deux des mécanismes actifs d'accommodation de la déformation.

L'interprétation des données d'anisotropie sismique des ondes SKS n'est donc pas aisée mais les faibles délais calculés suggèrent l'absence d'un important fluage, aussi bien crustal que mantellique.



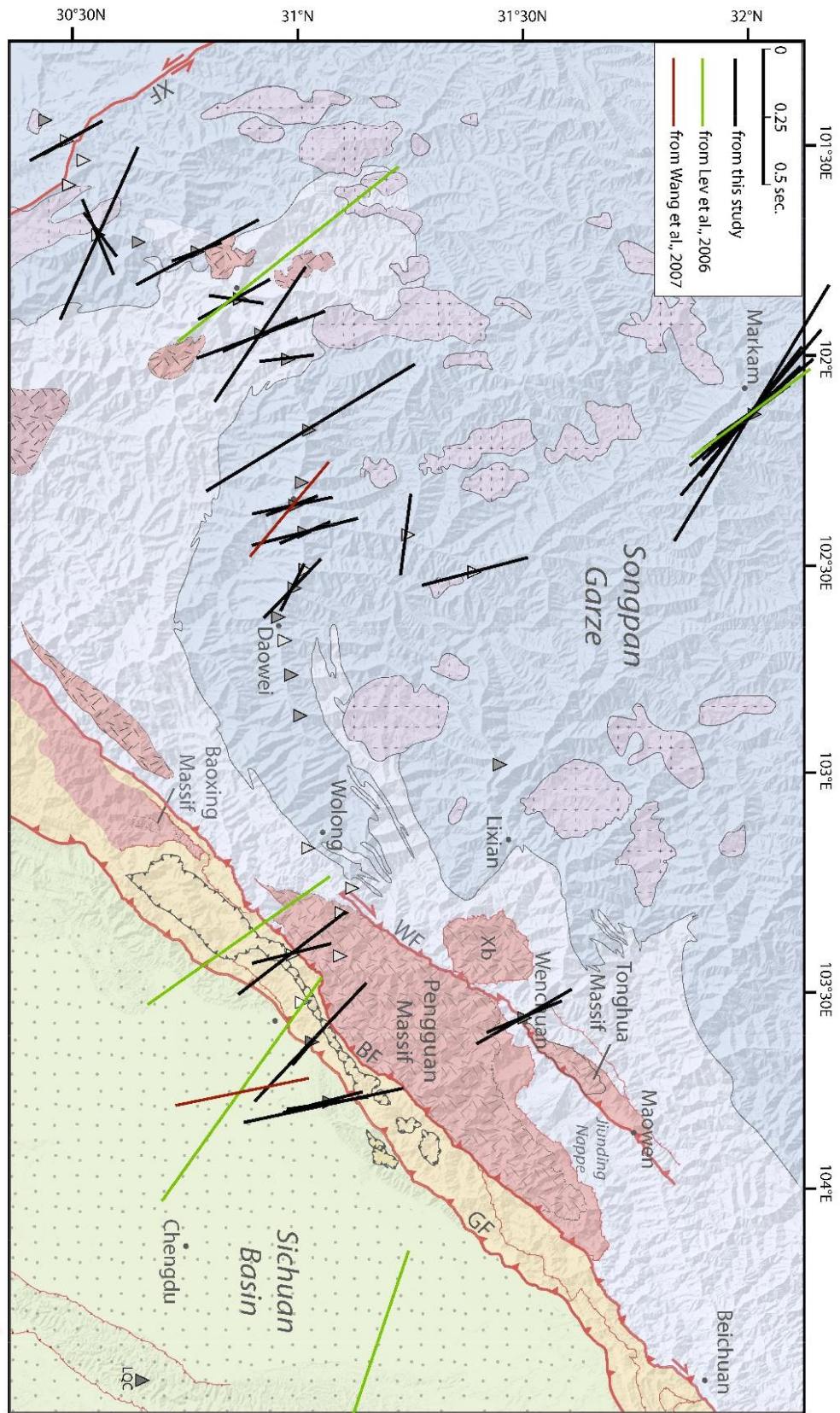


FIGURE 3.36 – Résultats SKS et autres données publiées (Lev *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2007a).

### Informations sur les interfaces profondes à partir des fonctions récepteurs

A basse fréquence, la méthode des fonctions récepteurs permet d'imager les interfaces profondes.

Les résultats de la migration aux fonctions récepteurs calculée à partir des signaux filtrés entre 0.05 et 0.1Hz sont présentés sur la figure 3.37.

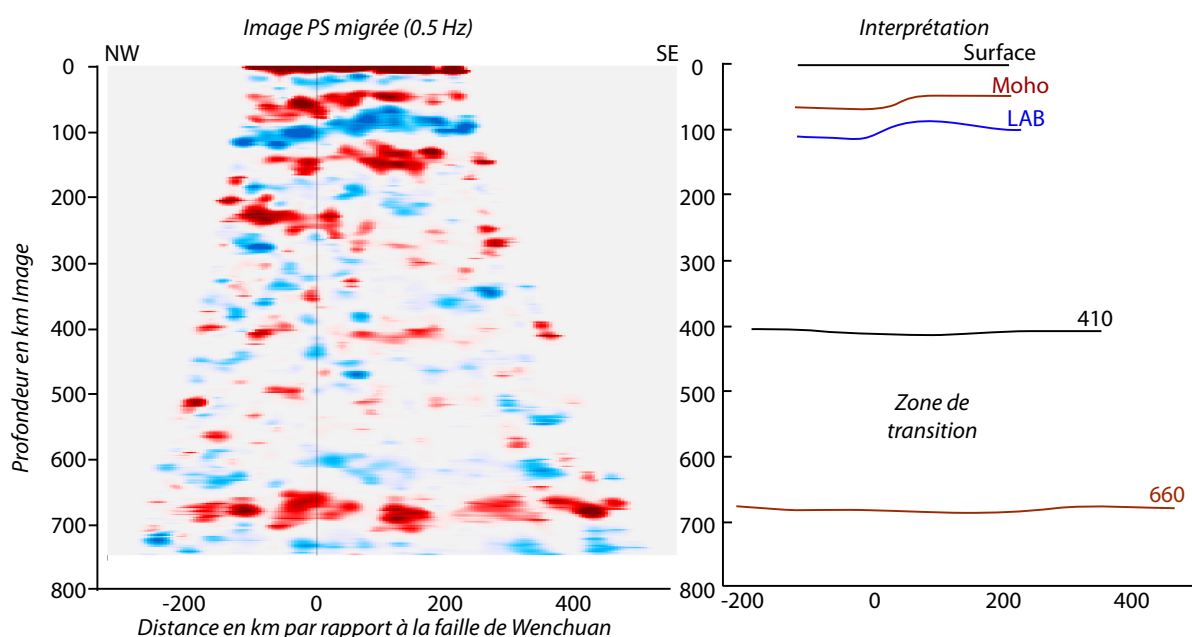


FIGURE 3.37 – Imagerie des interfaces profondes à partir de la méthode aux fonctions récepteurs à partir des données des stations Longmen Shan et des pointés des différentes interfaces visibles sur l'image migrée.

Le signal du Moho est bien visible, et une interface correspondant à une conversion négative est visible sous le signal du Moho. Cette interface est communément interprétée comme la signature de la transition entre la lithosphère et l'asthénosphère (LAB). L'image de la figure 3.37 montre un manteau lithosphérique très peu épais sous la croûte tibétaine et un épaississement de ce manteau sous le craton du Yangtze.

Nos données sont en accord avec les profondeurs trouvées par Zhang *et al.* (2010) concernant la croûte tibétaine mais la profondeur de la LAB sous le craton du Yangtze de notre étude est inférieure de l'ordre de 20km à la profondeur trouvée par ces mêmes auteurs. La confrontation de ces données avec les résultats d'imagerie profonde aux fonctions récepteurs (Zhang *et al.*, 2010), aux données de tomographie de bruit (Li *et al.*, 2009b), d'étude de tomographie des ondes de Rayleigh (Li *et al.*, 2008a; Yao *et al.*, 2008; Yi *et al.*, 2008) et d'inversion de formes d'ondes de surface (Lebedev and Agius, 2009) montrent plusieurs points :

- La lithosphère du craton du Yangtze est épaisse d'environ 100km à 120km, le craton possède donc un manteau lithosphérique d'au moins 55km d'épaisseur.
- A l'inverse, le manteau lithosphérique tibétain est moins épais (entre 10 et 40km) et la lithosphère tibétaine a une épaisseur comprise entre 75 et 105km.
- L'épaisseur de la lithosphère est donc inversée par rapport à l'épaisseur crustale.

La discontinuité à 660km de profondeur est bien visible sur l'image migrée aux fonctions récepteurs alors que le signal de l'interface située à 410km de profondeur est plus faible et ne permet pas de suivre cette discontinuité. (figure 3.37).

Zhang *et al.* (2010) imagent une diminution de l'épaisseur de la zone de transition située entre les deux interfaces profondes, associée à des vitesses des ondes sismiques obtenues à partir d'études tomographiques (Li *et al.*, 2008a; Yao *et al.*, 2008). Ces observations sont interprétées comme une conséquence d'un flux descendant de manteau lithosphérique, délaminé, qui "ferait pression" sur le sommet de la zone de transition à 410km de profondeur et l'approfondirait.

Le résultat majeur de cette étude est de montrer qu'il y a eu délamination du manteau lithosphérique sous le plateau Tibétain, jusqu'à la chaîne des Longmen Shan. La lithosphère tibétaine est donc caractérisée par une croûte épaisse ( $\sim 65$  km) et un manteau lithosphérique peu épais (10 à 40 km).

### 3.4 Résultats principaux de l'approche géophysique

1. Un saut de Moho abrupt est localisé à l'aplomb de la zone de cisaillement de Wenchuan, en arrière du front topographique de la chaîne des Longmen Shan. Le gradient fort de ce saut topographique exclut l'hypothèse d'une flexuration de la croûte du Yangtze sous la croûte tibétaine.
2. La présence d'une zone de fusion partielle au sein de la croûte tibétaine est exclue du fait du faible rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  dans la croûte tibétaine.
3. Le manteau lithosphérique sous la croûte tibétaine est très peu épais, probable signature d'une délamination mantellique. A l'inverse, le manteau lithosphérique du craton du Yangtze est relativement épais.
4. Les données d'anisotropie mantellique présentent des délais faibles, ce qui est en désaccord avec un important fluage du manteau sous la région des Longmen Shan.
5. Une interface à environ 18km de profondeur est observable dans la partie orientale du Songpan Garze. Cette interface délimite la base d'une couche anisotrope d'axe rapide de direction  $\sim N100$  et de plongement de l'ordre de  $\sim 40^\circ$ , ce qui correspond aux directions structurales observées dans les sédiments de cette zone du Songpan Garze. Il est possible que l'enracinement de la faille de Beichuan sur laquelle a eu lieu le séisme du Sichuan ait lieu sur cette interface.





# Etude du polyphasage dans les Longmen Shan à partir de données géologiques

---

## Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Acquisition et Traitement des données géologiques . . . . .</b>	<b>106</b>
4.1.1	Acquisition des données . . . . .	106
4.1.2	Organisation des données . . . . .	107
4.1.3	Intérêts et complémentarité des méthodes utilisées . . . . .	110
	Déterminer la géométrie des structures . . . . .	110
	Caractérisation des différentes phases de déformation . . . . .	110
	Caractérisation des conditions de pression et températures : pétro- logie métamorphique . . . . .	111
	La spectroscopie Raman appliquée au matériaux carbonés : Détermination du maximum thermique . . . . .	112
	Le géothermomètre Biotite-Grenat . . . . .	114
	Méthodes des multi-équilibres, application aux équilibres chlorites/phengites . . . . .	114
	Modélisation thermodynamique et pseudosections . . . . .	116
	Datations des phases de déformations . . . . .	116
	Datations U-Th-Pb sur monazites et zircons au LA-ICPMS . . . . .	116
<b>4.2</b>	<b>Stratigraphie et Paléogéographie . . . . .</b>	<b>118</b>
4.2.1	Présentation générale du bassin du Sichuan et de la région du Song- pan Garze . . . . .	118
4.2.2	Les roches ante-siniennes : le socle . . . . .	122
4.2.3	Sinien . . . . .	123
4.2.4	Cambrien-Ordovicien . . . . .	125
4.2.5	Silurien . . . . .	127
4.2.6	Dévonien et Carbonifère . . . . .	129
4.2.7	Permien . . . . .	131
4.2.8	Trias . . . . .	132
4.2.9	Jurassique . . . . .	136
4.2.10	Crétacé . . . . .	138

4.2.11	Tertiaire et Quaternaire . . . . .	139
4.2.12	Colonnes stratigraphiques synthétiques . . . . .	141
<b>4.3</b>	<b>Caractères globaux des Longmen Shan . . . . .</b>	<b>146</b>
4.3.1	Carte géologique des Longmen Shan . . . . .	147
4.3.2	Coupes géologiques à travers la chaîne des Longmen Shan . . . . .	150
4.3.3	Cartes des pics de températures et occurrences minéralogiques . . . . .	152
4.3.4	Carte des directions structurales de la région des Longmen Shan . . . . .	158
<b>4.4</b>	<b>Le bassin du Sichuan et la chaîne d'avant-pays . . . . .</b>	<b>159</b>
4.4.1	Zone triangulaire au front des Longmen Shan . . . . .	160
4.4.2	La chaîne d'avant-pays des Longmen Shan . . . . .	163
	La klippe de SanJiang au Sud . . . . .	164
	La ceinture de klippes de la zone centrale des Longmen Shan . . . . .	170
	Secteur d'Hanwang . . . . .	177
	La nappe de Tangwanzhai . . . . .	184
<b>4.5</b>	<b>La faille de Beichuan . . . . .</b>	<b>189</b>
4.5.1	Observation de la faille de Beichuan à grande échelle . . . . .	189
4.5.2	La faille de Beichuan dans le secteur de Dunjiangyan . . . . .	190
4.5.3	La faille de Beichuan dans le secteur de Qing Ping . . . . .	191
4.5.4	La faille de Beichuan dans le secteur de Qia Ping . . . . .	197
<b>4.6</b>	<b>La zone de cisaillement de Wenchuan . . . . .</b>	<b>200</b>
4.6.1	Synthèse bibliographique sur la zone de cisaillement de Wenchuan . . . . .	200
4.6.2	Le secteur de la ville de Gengda . . . . .	204
	Carte géologique de la région de Gengda . . . . .	204
	Etude structurale de la région de Gengda . . . . .	205
	Carte des occurrences minéralogiques et des pics thermiques dans la région de Gengda . . . . .	207
	Évolution des déformations et du métamorphisme le long d'une coupe d'Est en Ouest dans le secteur de Gengda . . . . .	209
	Le Massif du Pengguan . . . . .	209
	Les métapélites siluriennes écaillées au contact du massif du Pengguan . . . . .	210
	Les métapélites siluriennes écaillées dans la zone de cisaillement de Wenchuan. . . . .	216
	Analyse géochronologique des sédiments du secteur de Gengda . . . . .	242
	Synthèse des résultats concernant la zone de cisaillement de Wenchuan dans le secteur de Gengda . . . . .	244
4.6.3	L'écaille de Tonghua . . . . .	245
4.6.4	Le secteur de Maoxian . . . . .	251
	Analyse structurale du secteur de Maoxian . . . . .	251
	Description pétrologique des sédiments du secteur de Maoxian . . . . .	252

---

Description chimique des différents paragenèses des sédiments du secteur de Maoxian . . . . .	257
Estimations thermo-barométriques . . . . .	262
Datations Th-Pb des monazites de l'échantillon LM09-223 . . . . .	269

---

Parallèlement à l'acquisition de données géophysiques sur la région des Longmen Shan, un travail en géologie structurale et en pétrologie métamorphique a été effectué. L'étude géologique a volontairement été menée sur un grand domaine pour pouvoir confronter les résultats aux données géophysiques. L'étude structurale et métamorphique menée est donc une étude au premier ordre.

Nous avons vu que cette chaîne était une marge active au Néoprotérozoïque (Billerot, 2011a; Billerot *et al.*, submitted) et qu'elle a ensuite été réactivée par 3 orogénèses (à la fin du Trias, au début du Crétacé et au Miocène). Quelle est l'importance de l'héritage structurale dans la géométrie actuelle de la chaîne ?

Dans un premier temps, l'acquisition et le traitement des données, ainsi que les méthodes et leurs intérêts seront présentés. La seconde partie de ce chapitre présentera une introduction plus complète de la géologie de la région, et en particulier l'étude stratigraphique et la carte géologique de la chaîne. Enfin, les objets structurant la chaîne seront présentés d'Est en Ouest, du bassin du Sichuan aux flyschs du Songpan Garze, par l'intermédiaire de zones clefs. La fin de ce chapitre est une synthèse des données géologiques à l'échelle de la région des Longmen Shan.

## 4.1 Acquisition et Traitement des données géologiques

### 4.1.1 Acquisition des données

Après une première mission de terrain de reconnaissance en 2002, cinq missions d'environ un mois chacune ont suivies en 2004, 2005, 2007, 2008 et 2009 dans les Longmen Shan. J'ai participé aux 3 dernières missions géologiques.

La figure 4.1 présente tous les arrêts effectués lors des missions, localisés par GPS dans la région des Longmen Shan. La répartition de ces points montre bien la difficulté d'accéder à des affleurements en dehors des vallées, conséquence du relief important.

Pendant ces différentes missions de terrains, nous avons collecté plus de 700kg d'échantillons (roches, sables et graviers), ce qui a permis de réaliser plus de 300 lames minces. L'importante quantité de données acquises au cours de ces missions a été organisée dans un Système d'Information Géographique et une base de donnée a ainsi été créée pour une meilleure accessibilité des données. Une grande quantité de données publiées a aussi été intégrée à ce SIG pour comparer nos résultats aux données publiées et les discuter.

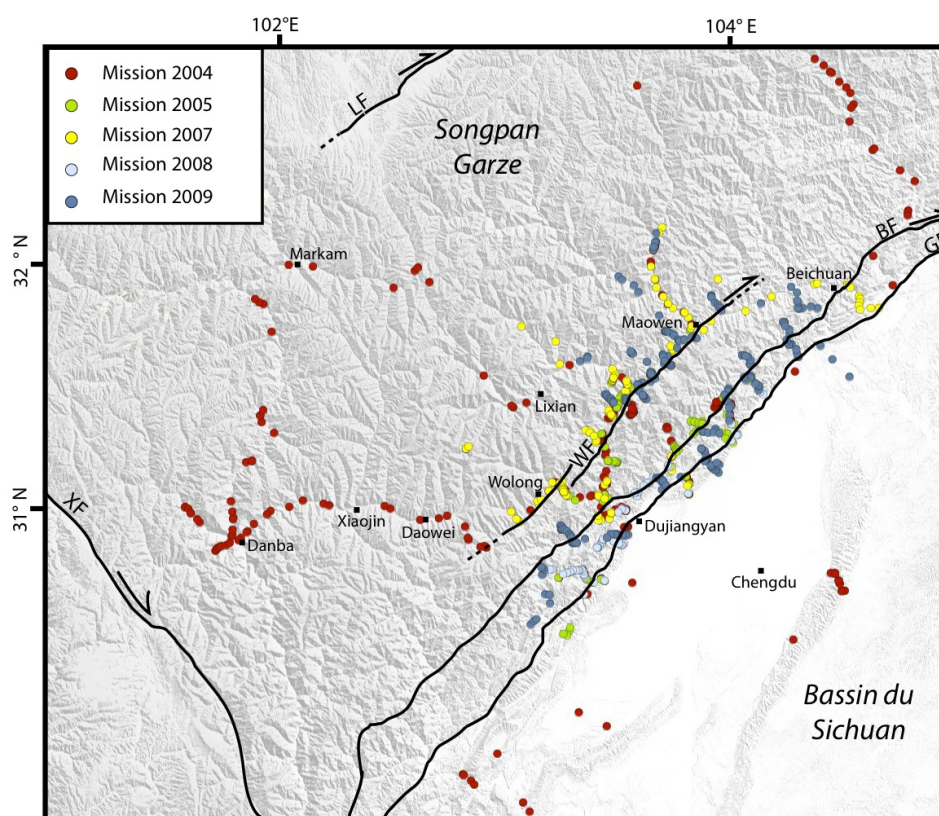


FIGURE 4.1 – Localisation des arrêts effectués lors des différentes missions dans la région des Longmen Shan. Les grandes failles sont indiquées : GF : Faille de Guanxian, BF : Faille de Beichuan, WF : Faille de Wenchuan, XF : Faille de Xianshui He, LF : Faille de Longriba. Les tracés des différentes failles ont été effectués à partir des données de nos données de terrain et de celles de Burchfiel *et al.* (1995).

#### 4.1.2 Organisation des données

Un Système d'Information Géographique et en particulier des outils de manipulation et d'organisation des données et en particulier le logiciel ARCGIS a été utilisé pour organiser, trier et traiter les différents types de données utilisées.

La carte géologique (présentée ultérieurement) a été dessinée sous Adobe Illustrator, en utilisant l'extension Mapublisher, afin de pouvoir travailler dans un repère géoréférencé et ainsi permettre des échanges entre les données du SIG sous ARCGIS et celles sous MAPUBLISHER.

Les figures suivantes sont 3 captures d'écran effectuées sous ARCGIS, montrant comment est structurée la base de données et quelques exemples d'applications.



La figure 4.2 représente une carte géologique chinoise géoréférencée sur le fond topographique (données SRTM ombrées). De plus, des données vectorielles, comme la rupture de surface du séisme de Wenchuan proposée par Xu *et al.* (2009). Le menu de gauche présente les données disponibles dans la base de données.

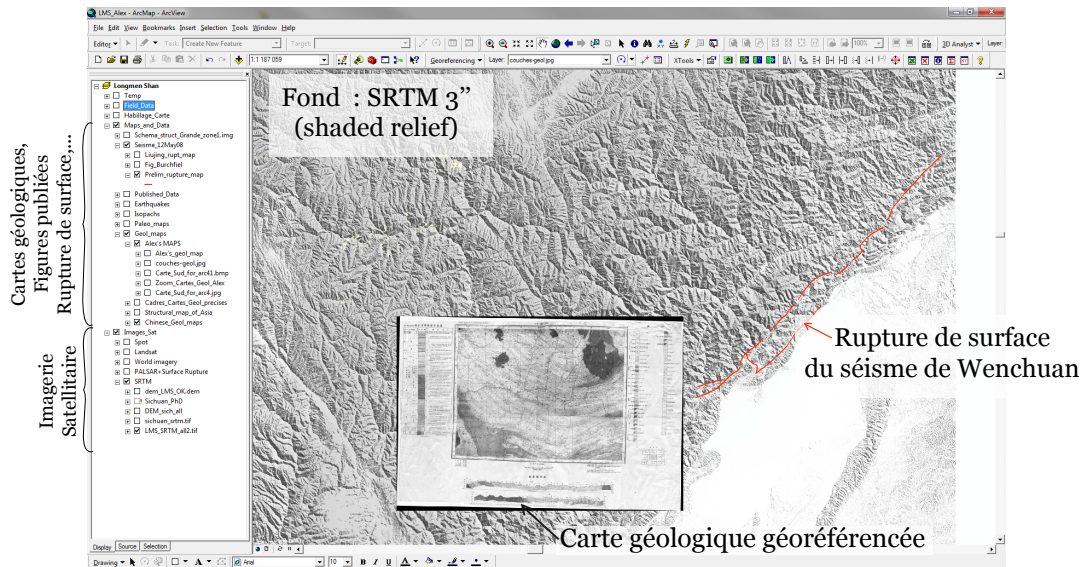


FIGURE 4.2 – Capture d’écran du logiciel ARCGIS montrant le fond topographique de la région des Longmen Shan, la rupture de surface du séisme du 12 Mai 2010 ainsi qu’une carte géologique géoréférencée (Carte chinoise au 1/200 000 de Xiaojin).

Ces données ont été organisées en 3 grands groupes :

1. **Images\_Sat** : Imagerie Satellitaire
2. **Maps\_and\_Data** : Carte géologiques, carte des isopaques dans le bassin du Sichuan, données publiées par d’autres auteurs,...
3. **Field\_Data** : Les données acquises lors des missions de terrain (Mesures structurales, photographies d’affleurement, isogrades, occurrence de minéraux,...)

La figure 4.3 est une capture d’écran du logiciel ARCGIS, à une échelle plus locale. Chaque arrêt est associé à une ou plusieurs photos de terrain qui sont directement liées avec le points GPS correspondant, ce qui permet d’afficher directement les photos de terrains des arrêts choisis. De plus, l’ensemble des mesures structurales ont été intégrées à la base de données (stratification, schistosité, linéation, plans de faille,...)

Enfin, la base de données a aussi été complétée avec les données pétrologiques (occurrence de minéraux, températures obtenues avec la méthode RSCM,...) (figure 4.4).

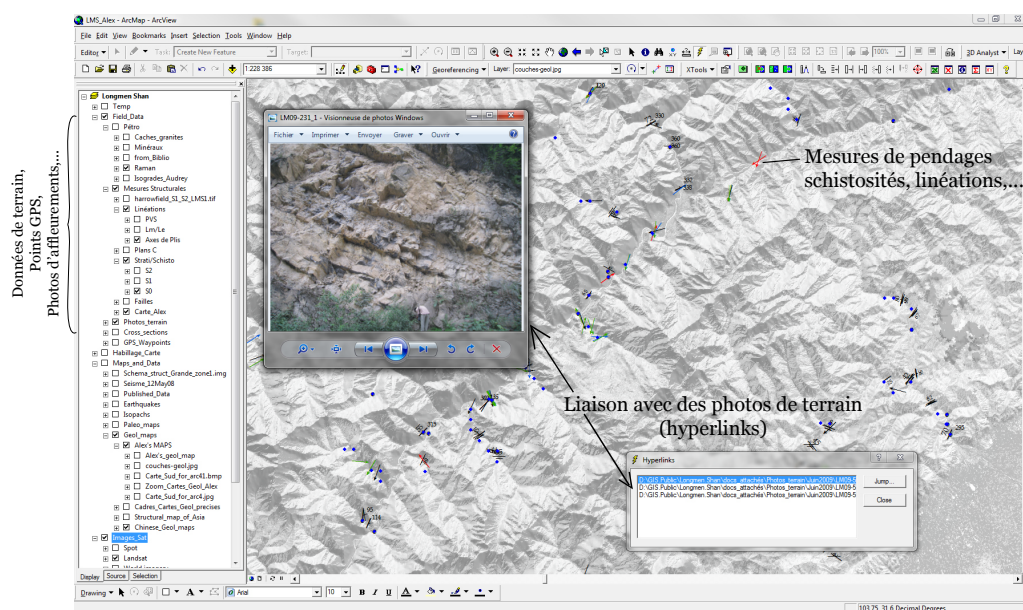


FIGURE 4.3 – Capture d’écran du logiciel ARCGIS montrant la fonction de liaison permettant d’afficher directement les photos de terrain à partir d’ARCGIS ainsi que l’affichage des données structurales mesurées sur le terrain

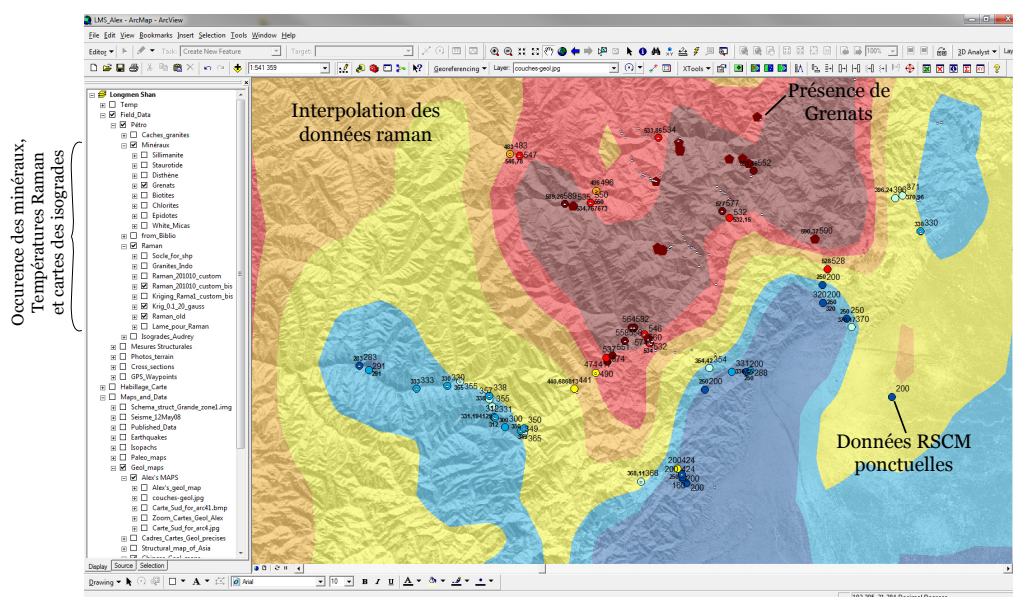


FIGURE 4.4 – Capture d’écran du logiciel ARCGIS montrant comment ont été traitées certaines données de pétrologie métamorphique, telle que les températures obtenues par la méthode RSCM (ainsi que l’interpolation de ces données), ou l’occurrence d’un minéral donné.

### 4.1.3 Intérêts et complémentarité des méthodes utilisées

Cette partie va présenter brièvement les différentes techniques utilisées lors de cette étude de la chaîne des Longmen Shan à plus long terme.

#### Déterminer la géométrie des structures

La détermination de la géométrie des structures en profondeur n'est pas toujours aisée du fait du manque de données. Dans cette étude, nous avons réalisé des coupes de terrains incluant nos propres données, celles publiées, ainsi que les profils de sismique réflexion publiés dans la région des Longmen Shan.

De plus, un point important dans la réalisation de coupes géologiques est l'épaisseur des couches géologiques qui a été contrainte à partir de logs stratigraphiques, de données de puits et de nos observations de terrain.

Ces coupes géologiques à travers la chaîne ont été réalisées en parallèle de la carte géologique, ce qui permet une cohérence entre ces deux types de données. Elle mettent en évidence une structuration complexe de la chaîne, il est donc important de caractériser les différentes phases de déformation ayant affecté la région.

#### Caractérisation des différentes phases de déformation

Afin de déterminer les différentes phases de déformation ayant affecté la chaîne, les données de microstructurales sont importantes. Une caractérisation au premier ordre, à l'échelle de la chaîne a été effectuée et vient compléter les données publiées dans la région de l'Est du Songpan Garze (Calassou, 1994; Burchfiel *et al.*, 1995; Harrowfield, 2001; Harrowfield and Wilson, 2005; Wilson *et al.*, 2006) et plus localement à Danba (Calassou, 1994; Harrowfield and Wilson, 2005; Huang *et al.*, 2003,b; Billerot, 2011a) ou aux alentours du massif du Xuelong Bao (Worley and Wilson, 1996; Billerot, 2011b).

Il est ensuite majeur d'associer les marqueurs minéralogiques avec les microstructures associées, et ainsi de déterminer les paragenèse à l'équilibre pour chacun des phases de déformation. Cette approche est tout d'abord effectuée à l'échelle du terrain, puis de la lame mince, pour ensuite avoir une vision plus globale, par zones. Des trajets pressions-températures permettent de caractériser les conditions de chaque paragenèse. Enfin, une synthèse à l'échelle de la chaîne permet de réaliser des cartes d'occurrence des minéraux métamorphiques.

Le paragraphe suivant va présenter les techniques utilisées pour caractériser les conditions de pression et température de cristallisation des différentes paragenèses à l'équilibre observées.



## Caractérisation des conditions de pression et températures : pétrologie métamorphique

Le métamorphisme est l'ensemble des transformations minéralogiques, structurales et texturales que subit une roche à l'état solide dans des conditions de pression et de température différentes de son environnement d'origine.

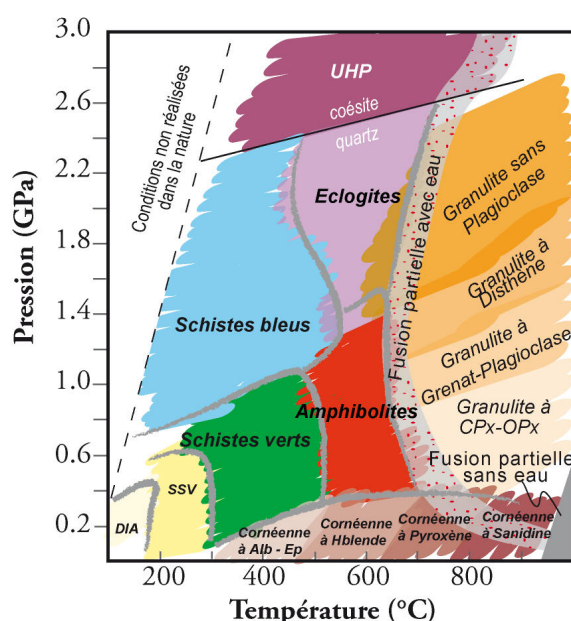


FIGURE 4.5 – Diagramme P-T présentant les principaux faciès métamorphiques, modifié d'après Bousquet *et al.* (2008) par Dubacq (2008)

2005, 2006; de Andrade, 2006; de Andrade *et al.*, 2006; Dubacq, 2008; Dubacq *et al.*, 2010), la méthode RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material) (Beyssac *et al.*, 2002, 2003; Lahfid, 2008; Lahfid *et al.*, 2010) et le géothermomètre Biotite/Grenat (Thompson, 1976; Holdaway and Lee, 1977; Ferry and Spear, 1978; Hodges and Spear, 1982; Perchuk and Lavrent'eva, 1983; Dasgupta *et al.*, 1991; Bhattacharya *et al.*, 1992).

Pour quelques échantillons, des pseudo-sections ont été réalisées (Connolly and Kerrick, 1987; Connolly, 2005, 2009).

La thermodynamique permet la quantification du coût énergétique des processus métamorphiques. Il est ainsi possible de caractériser l'équilibre et de prédire l'évolution des systèmes en déséquilibre.

Dans les Longmen Shan, la majorité des roches métamorphiques sont des métagéolites qui contiennent peu de minéraux indexés du métamorphisme mais sont souvent très riches en matière carbonée. La majorité de ces métagéolites sont métamorphisées dans le faciès schiste vert à amphibolite (figure 4.5). Les minéraux métamorphiques les plus observés sont des chlorites, phengites, épidotes, biotites et rarement des grenats et staurotides.

Trois méthodes particulièrement adaptées pour l'étude de ce type de métagéolites ont été utilisées : le thermo-baromètre basé sur les multi-équilibres entre chlorite, phengite, quartz et eau (Vidal and Parra, 2000; Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2001; Parra *et al.*, 2002a,b; Vidal *et al.*,

### La spectroscopie Raman appliquée au matériaux carbonés : Détermination du maximum thermique

Cette méthode développée par Beyssac *et al.* (2002) et Lahfid (2008) permet de déterminer les températures maximales auxquelles ont été soumis les échantillons à partir du degré d'organisation de la matière carbonée.

Au cours de l'enfouissement des sédiments, la structure des matériaux carbonés présents évolue. Après la dégradation des macromolécules carbonées, des unités polyaromatiques nanométriques, appelées unités structurales de base (USB) apparaissent (figure 4.1.3). Ensuite, ces USB s'unissent, à la faveur du départ de molécules légères, et forment des feuillets polyaromatiques désordonnés. Ces derniers acquièrent, avec l'augmentation de la température, une structure planaire. Le produit final de cette évolution est le graphite. Il correspond à une succession tripériodique de plusieurs couches polyaromatiques. La spectroscopie Raman, technique utilisée afin de caractériser le degré d'organisation des matériaux carbonés (Pasteris and Wopenka, 1991) a permis à Beyssac *et al.* (2002) de développer un géothermomètre, appelé Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials (RSCM), permettant l'estimation des pics thermiques atteints par les roches dans la gamme 330-650°C. Ce géothermomètre a ensuite été étendu pour la gamme 200-330°C (Lahfid, 2008; Lahfid *et al.*, 2010).

Pour la gamme de température 330 °C - 650 °C, l'estimation de la température se fait par l'estimation du paramètre  $R2$  défini par la relation suivante (Beyssac *et al.*, 2002) :

$$R2 = \frac{D1}{G + D1 + D2}$$

Les valeurs  $G$ ,  $D1$  et  $D2$  correspondent aux aires des pics calculées à partir du logiciel de décomposition de spectres PeakFit (2011),  $D1$  et  $D2$  étant des bandes de défauts et  $G$  la bande du graphite (figure 4.1.3).

La température est ensuite donnée par la loi empirique suivante :

$$T(^{\circ}C) = -445 \times R2 + 641$$

Pour la gamme 200 °C - 330 °C, un autre paramètre a été défini  $RA1$ , tel que :

$$RA1 = \frac{(D1 + D4)}{(D1 + D2 + D3 + D4 + G)}$$

Les valeurs  $G$ ,  $D1$ ,  $D2$ ,  $D3$  et  $D4$  correspondent aux aires des pics calculés à partir du logiciel de décomposition de spectres Peakfit. La température est ensuite donnée par la loi empirique suivante :

$$T(^{\circ}C) = 1217.6 \times RA1 - 450.66$$

Le géothermomètre RSCM est un moyen adéquat pour l'estimation des températures maximales pour les sédiments de la région de Longmen Shan. En effet, ces sédiments



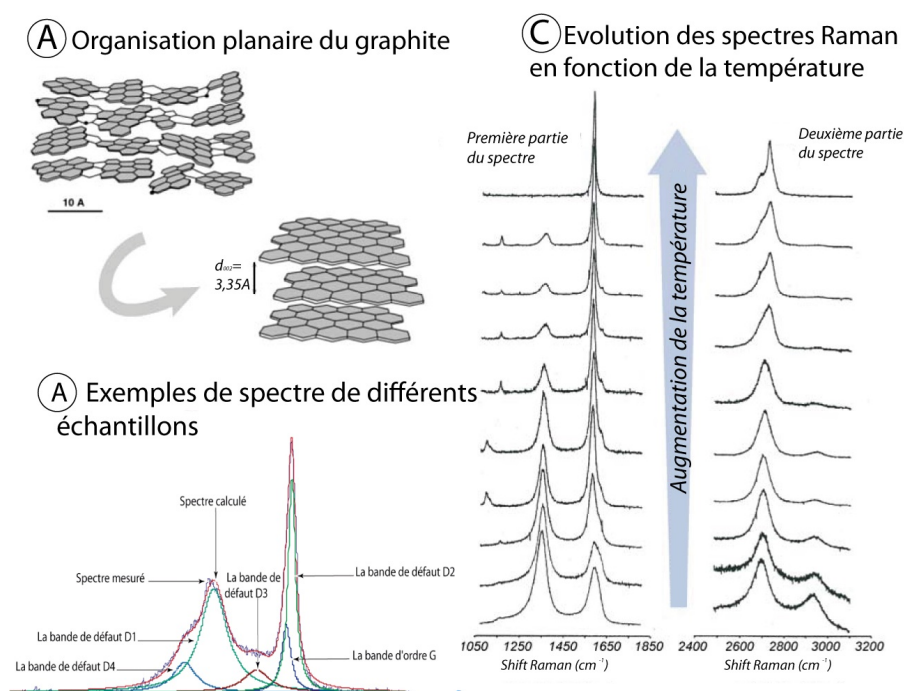


FIGURE 4.6 – A. Schématisation des processus de graphitisation des matériaux carbonés. B. Représentation de la décomposition d'un spectre Raman d'un matériau carboné désordonné indiquant les bandes de défauts utilisées. C. Exemple de spectres de différents échantillons présentant des grains de matière organique plus ou moins graphitisés en fonction de la température. Figure modifiée de (Lahfid, 2008; Yamato, 2006)

sont très riches en matériaux carbonés et relativement pauvres en minéraux indexés du métamorphisme. De plus, l'ensemble des processus de l'évolution structurale des matériaux carbonés correspond à des réactions irréversibles contrôlées essentiellement par la température (Beyssac *et al.*, 2002; Lahfid, 2008).

La rapidité et la facilité de la mise en oeuvre de la méthode RSCM ont permis de déterminer les températures maximales de nombreux échantillons selon les paramètres d'acquisition suivants :

- Temps d'acquisition :  $\sim 20$  à 90 secondes
- Nombre d'accumulations : 1 à 2
- Nombre de spectres par échantillons : 8 à 20
- Puissance du laser : 10% à 50 %
- Intervalle de mesure : 1000 à 2000  $\text{cm}^{-1}$

Les mesures effectuées au cours de ma thèse ont été obtenues en collaborant avec Abdeltif Lahfid et Xiaowei Wu.

Pour plus d'informations, le lecteur est invité à consulter les articles suivants : Beyssac *et al.* (2002, 2003); Lahfid (2008) et Lahfid *et al.* (2010).

### Le géothermomètre Biotite-Grenat

Dans certaines lames, nous avons pu observer la paragenèse Biotite-Grenat. Ce type de paragenèse permet l'application du géothermomètre Biotite-Grenat, basé principalement sur la partition des cations  $Fe^{2+}$  et  $Mg^{2+}$  entre les grenats et les biotites à l'équilibre. De nombreux géothermomètres ont été publiés au cours des dernières années, il est difficile de choisir le thermomètre approprié. Un programme MATLAB permettant de calculer les températures à l'équilibre entre biotite et grenat a été écrit pour les 7 géothermomètres présentés dans le tableau suivant (Wu and Pan, 1999) :

Référence	Calibration	Type de Minéral	Dataset	Solution solide Grenat	Solution solide Biotite	Précision	Domaines de validité
Thompson (1976)	Empirique	Naturel	15	Fe-Mg, mélange idéal	Fe-Mg, mélange idéal		Roches de moyen à haut grade
Holdaway and Lee (1977)	Empirique	Synthétiques	65	Fe-Mg, mélange idéal	Fe-Mg, mélange idéal		Roches de moyen grade avec peu de Ca, Mn, Ti et Al
Ferry and Spear (1978)	Expérimental	Synthétiques	12	Fe-Mg, mélange idéal	Fe-Mg, mélange idéal	$\pm 50^{\circ}C$	Roches de bas à moyen-grade
Hodges and Spear (1982)	Empirique	Naturel	7	Fe-Mg-Mn-Ca, mélange non-idéal	Fe-Mg-Al-Ti, mélange idéal	$\pm 50^{\circ}C$	Roches de moyen à haut-grade
Perchuk and Lavrent'eva (1983)	Expérimental	Synthétique	62	Fe-Mg-Mn, mélange idéal	Fe-Mg-Mn, mélange idéal	$\pm 50^{\circ}C$	Roches de moyen à haut grade
Dasgupta <i>et al.</i> (1991)	Empirique	Synthétique	8	Fe-Mg-Mn-Ca, mélange non-idéal	Fe-Mg-Al-Ti, mélange non-idéal	$\pm 40^{\circ}C$	Roches de moyen grade
Bhattacharya <i>et al.</i> (1992)	Empirique	Naturel	78	Fe-Mg-Mn-Ca, mélange non-idéal	Fe-Mg, mélange non-idéal		Roches de moyen à haut grade

### Méthodes des multi-équilibres, application aux équilibres chlorites/phengites

Le principe de calcul des multi-équilibres entre chlorites, phengites, quartz et eau a été initialement présenté par (Vidal and Parra, 2000) puis complété par de nombreuses études (Vidal *et al.*, 2001; Parra *et al.*, 2002a,b; Vidal *et al.*, 2005, 2006; de Andrade, 2006; de Andrade *et al.*, 2006; Dubacq, 2008; Dubacq *et al.*, 2010). Pour un assemblage minéralogique donné à l'équilibre, les courbes de réactions indépendantes tracées dans l'espace Pression-Température se croisent en un seul point qui correspond aux conditions d'équilibre.

Concernant les équilibres entre chlorites, phengites, quartz et eau, (5 pôles purs des chlorites et 4 pôles purs des micas sont considérés), 64 réactions (5 indépendantes) peuvent être tracées dans le système Si-Al-Fe-Mg-K. L'incertitude de la méthode et les différentes sources d'erreurs sont discutées en détail par Vidal and Parra (2000).

Au cours de ma thèse, le logiciel TWEEQU, développé par Berman (1991) et Lieberman and Petrakakis (1991) a été utilisé. Ce logiciel repose sur la méthode des équilibres multiples et a été utilisé avec la base de données thermodynamiques développée par Vidal and Parra (2000) et Parra *et al.* (2002a).

Cependant, plusieurs problèmes ont été rencontrés et n'ont pas permis l'exploitation de ces résultats :

- Dans ces modèles, la teneur en  $Fe^{3+}$  des chlorites n'est pas pris en compte et la totalité du Fer mesuré à la microsonde électronique était considéré comme du  $Fe^{2+}$ , ce qui a entraîné une surestimation de la teneur en Amésite des chlorites et donc une surestimation importante de la température. Des corrections ont ensuite été intégrées par Vidal *et al.* (2001, 2005, 2006) et de Andrade (2006).
- Ces modèles ne prenaient pas en compte les modèles d'hydratation des phengites récemment développé par Dubacq (2008), ce qui permet de sélectionner des équilibres chlorites/phengites/quartz et eau ne respectant pas les équilibres entre phengites/quartz et eau. En effet, Dubacq (2008) a mis au point une technique pour calculer le gradient P-T de la phengite en fonction de son taux d'hydropyrophyllite. Cette ligne P-T est obtenue en calculant le déplacement de l'équilibre mica-quartz-eau en fonction de l'état d'hydratation du mica. Autrement dit, le long de cette ligne le mica est en équilibre avec le quartz et l'eau, et seul son état d'hydratation varie. Cette technique permet pour une température donnée (par une chlorite par exemple) de modéliser la teneur en eau interfoliaire de la phengite.

Cette étude a été menée en collaboration avec Olivier Vidal et Pierre Lanari (ISTerre - Grenoble) pour effectuer des calculs d'équilibre chlorites-phengites-quartz et eau. La figure 4.7 représente un bel exemple d'équilibre de la paragenèse Quartz-Chlorite-Phengite, l'équilibre thermodynamique de ce système est atteint à  $475^{\circ}C$  et  $9.5\text{ kbars}$ .

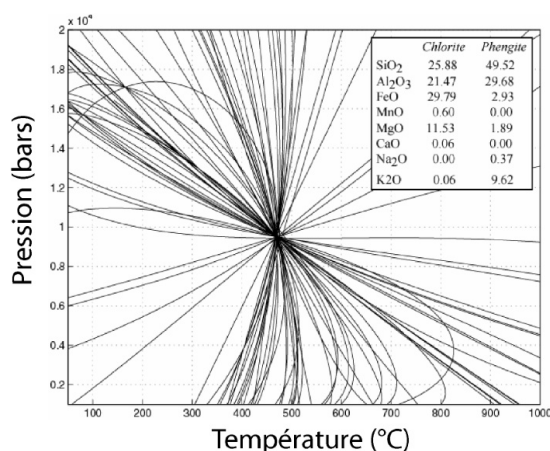


FIGURE 4.7 – Diagramme P-T présentant 64 réactions impliquant quartz, eau et les pôles purs de chlorites (clinochlore, Mg-Amésite, Fe-Amésite, sudoite et daphnite) et les pôles purs de phengites (Al-céladonite, Fe-céladonite, muscovite et pyrophyllite) pour les compositions indiquées en pourcentage pondéral dans l'encadré. Figure de de Andrade (2006).

### Modélisation thermodynamique et pseudosections

Afin de compléter les estimations de pression et de température obtenues à partir des méthodes présentées précédemment et de tester l'influence de la chimie sur les paragenèses observées, il est intéressant d'utiliser une approche différente : le calcul des pseudosections. Les pseudosections permettent, à partir de la composition roche totale d'un échantillon, de prédire les paragenèses à l'équilibre pour une gamme de pressions et de températures donnée. En utilisant la suite logicielle PERPLE\_X (Connolly and Kerrick, 1987; Connolly, 2005, 2009), les isoplèthes ont été tracés et les compositions de chacun des minéraux prédits à un point de l'espace P-T ont été vérifiées.

L'algorithme est basé sur la minimisation de l'enthalpie libre. Le principe de calcul du logiciel consiste à diviser chaque minéral en une série de pseudo-composants, qui représente les variations en fonction des solutions solides. L'enthalpie libre est calculée pour chaque pseudo-composant en fonction de la pression et de la température. Les combinaisons présentant l'enthalpie libre la plus faible sont assemblées et constituent alors un champ dans l'espace P-T.

Afin de veiller à la cohérence, j'ai utilisé la base de données développée par (Holland and Powell, 1998) et complétée par J.A.D. Connolly qui utilise les modèles d'activité correspondant à ceux utilisés dans les dernières versions de THERMOCALC (Powell and Holland, 1988; Holland and Powell, 1998).

Quelques points importants sont à noter :

- Plusieurs associations de modèles de solutions solides, tous cohérents avec la base de données de Holland and Powell (1998) ont été testées, afin de mieux contraindre les différences entre chaque modèle.
- Les pseudosections ont été calculées pour des métapélites métamorphisées dans le faciès schiste vert voire amphibolitique, nous avons donc choisi de mettre le quartz et l'eau en excès.

### Datations des phases de déformations

De nombreuses techniques géochronologiques permettent de dater les fermetures de systèmes chimiques. Au cours de notre étude, nous avons mené des datations U-Pb sur zircons et sur monazites. De plus, des datations  $Ar/Ar$  sur biotites et micas blancs ont été préparées mais les analyses n'ont pas encore été effectuées.

### Datations U-Th-Pb sur monazites et zircons au LA-ICPMS

Les datations U-Pb sur monazites sont considérées avec une température de fermeture d'environ  $700^{\circ}C$ , cependant, des études ont montré qu'il était possible de

recristalliser des monazites à bien plus faible température (Poitrasson *et al.*, 2000; Janots *et al.*, 2007; Bosse *et al.*, 2009). Nous avons trouvé des monazites associées à des minéraux du faciès schiste vert et d'importantes circulations de fluides alors que les températures maximales atteintes par ces échantillons sont inférieures à  $700^{\circ}\text{C}$ . Ces monazites n'étant pas détritiques, il y a donc eu une recristallisation à plus basses températures.

Afin d'obtenir des contraintes concernant l'âge du métamorphisme dans la région, la technique de datation U-Th-Pb sur monazites, à la microsonde électronique a testée (Montel *et al.*, 1996). Cependant, nos monazites étaient trop jeunes pour obtenir une résolution suffisante avec des données de microsonde électronique. Nous avons donc effectué nos datations sur le système LA-ICPMS du laboratoire des Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, en collaboration avec Valérie Bosse.

Les zircons  $\text{ZrSiO}_4$  et monazites  $[(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4]$  sont des minéraux accessoires qui contiennent à l'état de trace des isotopes radioactifs de l'Uranium, ce sont donc des minéraux permettant d'effectuer une datation absolue à partir de la méthode U-Th-Pb. Les analyses sont effectuées in-situ, ce qui permet de dater les coeurs et bordures des zircons ou des monazites. Cette particularité est intéressante dans le cas des chaînes phasées comme les Longmen Shan.

L'ablation de la matière se fait à l'aide d'un laser dont le faisceau a un diamètre adaptable (de  $5\mu\text{m}$  à  $20\mu\text{m}$  dans cette étude), ce qui permet d'augmenter ou de diminuer la quantité de matière ablatée suivant les quantités élémentaires d'Uranium, Thorium et Plomb dans les minéraux.

La procédure par ablation laser nécessite un minéral standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) daté à  $1065 \pm 1$  Ma a été retenu (Wiedenbeck *et al.*, 1995) pour les analyses sur Zircons. Pour les monazites, nous avons utilisé le standard Moacir (Brésil) (Cruz *et al.*, 1996; Seydoux-Guillaume *et al.*, 2002, 2003). La durée pour chaque analyse était de 90 secondes.

Les monazites échantillonnées au cours de cette thèse sont beaucoup plus riches en Thorium qu'en Uranium, ce qui entraîne une abondance de  $^{208}\text{Pb}$  radiogénique par rapport au  $^{206}\text{Pb}$  ou au  $^{207}\text{Pb}$ . De ce fait, le  $^{208}\text{Pb}$  commun est négligeable devant le  $^{208}\text{Pb}$  radiogénique et favorise donc l'utilisation des âges  $\text{Th} - \text{Pb}$ . De plus, pour les âges récents, il peut arriver qu'il y ait des déséquilibres dans la chaîne de désintégration de  $^{238}\text{U}$ , ce qui provoque des perturbations.

Les zircons que nous avons datés présentaient des bordures de recristallisation trop petites par rapport à la taille du faisceau laser, ce qui n'a pas permis de les dater.



## 4.2 Stratigraphie et Paléogéographie

La partie suivante présente une étude stratigraphique synthétique de la région des Longmen Shan et permet d'introduire l'étude géologique effectuée au cours de cette thèse. Cette stratigraphie a été réalisée à partir d'une compilation de différents articles, livres et cartes géologiques (Wang *et al.*, 1989; Zhang *et al.*, 1992; Chen *et al.*, 1994; Burchfiel *et al.*, 1995; Chen *et al.*, 1995; Yong *et al.*, 2006; Jia *et al.*, 2006, 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Wenzheng *et al.*, 2009, 2010; Hubbard *et al.*, 2010) confrontée avec nos observations de terrains.

Cette étude stratigraphique présente plusieurs intérêts :

- L'évolution de la nature des sédiments de l'Ouest du bassin du Sichuan sont des marqueurs des différentes phases de création de relief dans les Longmen Shan, comme le suggère les apports terrigènes dans les sédiments du bassin du Sichuan depuis le Trias supérieur.
- La comparaison de la nature des sédiments entre les différents ensembles structuraux de la chaîne donne des informations sur la paléogéographie de la région au cours du temps.
- Les couches sédimentaires qui peuvent constituer des niveaux de décollement préférentiels sont identifiées.

### 4.2.1 Présentation générale du bassin du Sichuan et de la région du Songpan Garze

#### Le bassin du Sichuan

Le bassin du Sichuan a été un bassin endoréique jusqu'au Tertiaire déposé sur le craton du Yangtze, présentant à l'affleurement des sédiments jurassiques à quaternaires, plissés et chevauchés au niveau de ses bordures (Richardson *et al.*, 2008). Il est très étudié du fait de son important potentiel pétrolier.

Le bassin du Sichuan peut être découpé en plusieurs zones (figure 4.8) :

- La zone Ouest de dépression entre le front des Longmen Shan et l'anticlinal de Longqan principalement composée d'une épaisse série de sédiments déposés entre le Trias supérieur et le Quaternaire, reposant sur des carbonates d'âges Sinien (période de l'Ediacarien) à Trias supérieur. Des études géologiques et géophysiques montrent que le contact entre le socle protérozoïque et les sédiments sous-jacents est situé à une profondeur de 8 à 11km (Wang *et al.*, 1989; Chen *et al.*, 1994; Burchfiel *et al.*, 1995).
- La zone de soulèvement central, à l'Est de l'anticlinal de Longqan (figure 4.8). Cette zone a été relativement stable au cours de l'évolution du bassin du Sichuan. Les études géophysiques et des données de forages indiquent que le socle Protérozoïque se situe à une profondeur de 4 à 6 km. (He, 1992; Tong, 1992; Chen *et al.*, 1994, 1995).

- La partie Sud et Sud-Est du bassin, formée par la chaîne plissée du Sud-Est du bassin du Sichuan, d'âge Crétacé, qui présente la plus épaisse série de carbonates d'âges Sinien à Trias supérieur. La profondeur du contact entre le socle et les sédiments est estimée entre 8 et 11km (Wang *et al.*, 1989). La déformation dans cette partie du bassin est caractérisée par des grands anticlinaux serrés et de grands synclinaux ouverts associés à des failles inverses à pendages Sud-Est (Chen *et al.*, 1994).

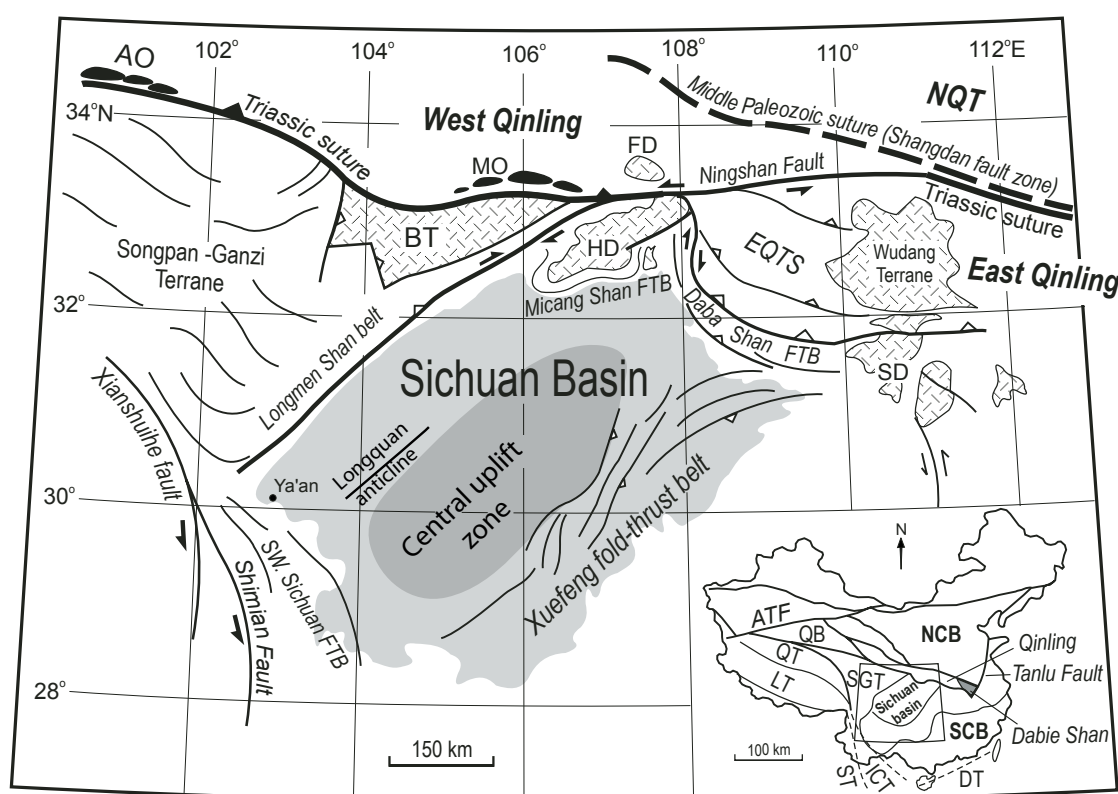


FIGURE 4.8 – Carte structurale simplifiée du Bassin du Sichuan et des régions environnantes. NCB : Bloc Chine du Nord, SCB : Bloc Chine du Sud, SGT : Bloc Songpan Garze, QB : Bassin du Qiadam, QT : Bloc Qiangtang, LT : Bloc Lhasa, DT : Bloc Dongnanya, ICT : Bloc Indochine, ST : Bloc Simao, ATF : Faille de l'Altyn Tagh, NQT : Bloc Nord Qinling, EQTS : Zone de faille de l'Est Qinling, BT : Bloc Bikou, FD : Dome de Foping, SD : Dome de Shenlongjia, HD : Dome d'Hannan, FTB : fold-thrust belt, MO : Ophiolite de Mianlue, AO : Ophiolites d'Anyemaqen. Modifié de Cheng (1990); Zhang *et al.* (1992) et Meng *et al.* (2005)

De nombreux profils sismiques à travers le bassin ont permis la caractérisation des déformations affectant les sédiments du bassin et plusieurs niveaux de décollement ont été mis en évidence (Jia *et al.*, 2006, 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Wenzheng *et al.*,

2009, 2010; Hubbard *et al.*, 2010). Un exemple d'interprétation de lignes sismiques à travers le bassin du Sichuan est présenté sur la figure 4.9.

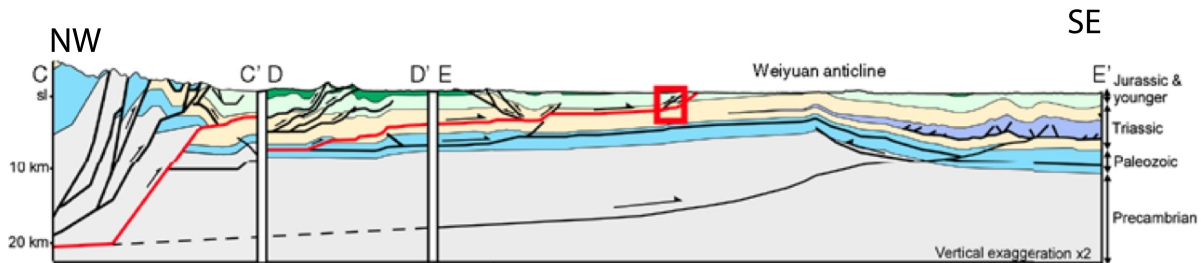


FIGURE 4.9 – Coupe géologique à travers le bassin du Sichuan mettant en évidence les déformations affectant les sédiments du bassin du Sichuan (Hubbard *et al.*, 2010). Au niveau des Longmen Shan, la base du Trias supérieur est considérée comme un niveau de décollement préférentiel.

Au premier ordre, la stratigraphie du bassin du Sichuan a montré un développement de ce bassin en 2 grandes phases majeures (Chen *et al.*, 1994) :

- Une phase de sédimentation cratonique, caractérisée par le dépôt de carbonates de plate-forme sur le craton du Yangtze, pour des périodes allant du Sinien au Trias moyen.
- Une phase de sédimentation continentale clastique de la fin du Trias au Quaternaire.

### La région du Songpan Garze

La situation est différente en ce qui concerne les sédiments du Songpan Garze. L'ensemble des sédiments sont d'âge Ordovicien à Trias moyen, aucune évidence de sédimentation plus récente n'a été remarquée dans la région des Longmen Shan, ce qui suggère que cette région a été soumise à l'érosion depuis le Trias moyen ou que les sédiments plus récents ont été intégralement érodés.

Cette épaisse série sédimentaire est une importante série de flyschs turbiditiques, très déformée dont le taux de raccourcissement a été estimé à plus de 50% (Mattauey *et al.*, 1992; Chen *et al.*, 1994; Wilson *et al.*, 1994). Du fait du redoublement de séquences, de nombreuses incertitudes subsistent sur l'épaisseur des sédiments. D'autre part, la nature du socle reste inconnue à de nombreux endroits même si dans la partie Est (à proximité du dôme métamorphique de Danba) plusieurs études s'accordent à proposer un socle similaire au craton du Yangtze (Billerot, 2011a).

### Stratigraphie de la région des Longmen Shan au premier ordre

Les roches de la région des Longmen Shan peuvent être divisées en deux grands ensembles :

- l'unité d'affinité Yangtze (autochtone) constituée du socle protérozoïque de la plateforme du Yangtze et de sa couverture sédimentaire (succession sédimentaire incomplète de la fin du Proterozoïque aux sédiments quaternaires du bassin du Sichuan).
- l'unité d'affinité Songpan Garze (allochtone), constituée d'une épaisse série de sédiments de type flysch intensément plissés et datés de l'Ordovicien au Trias moyen.

Pour chaque période, une carte géologique simplifiée de la région est présentée, où uniquement les affleurements de roches de cette période sont en couleur, afin de mettre en évidence la localisation de ces roches à l'échelle de la chaîne. Ces cartes géologiques sont accompagnées des logs stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze (bassin du Sichuan) et des sédiments d'affinité Songpan Garze, lorsqu'ils sont présents.

### 4.2.2 Les roches ante-siniennes : le socle

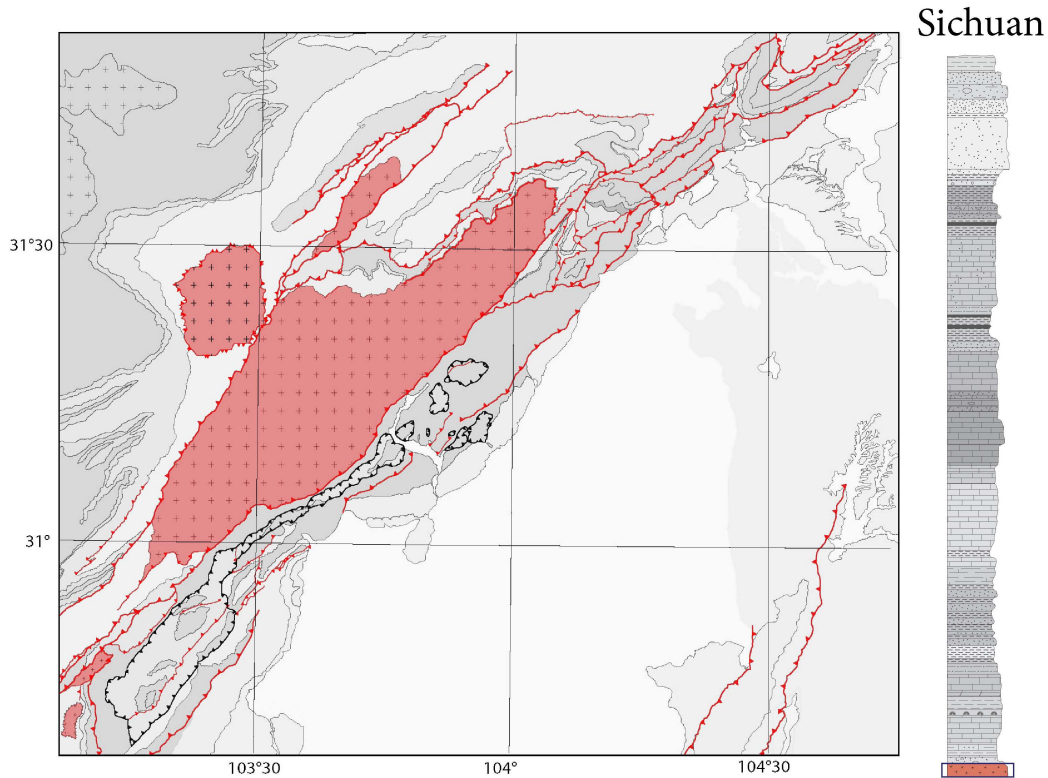


FIGURE 4.10 – Affleurements du socle et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Sichuan. Notons dans notre étude que le massif du Xuelong Bao est considéré comme un bloc de socle.

Les roches pré-Siniennes (figure 4.10 et 4.11) sont des roches plutoniques et des roches métamorphiques de bas et haut grades. Elles constituent le socle et ne seront pas étudiées en détail. Ces roches sont datées de 3000 Ma à 750 Ma et présentent des compositions granitiques à gabbroïques (Burchfiel *et al.*, 1995; Billerot, 2011a). Le contexte néoproterozoïque de leur mise en place est discutée. Burchfiel *et al.* (1995) proposent qu'elles se soient mise en place en contexte post-tectonique de l'orogénèse Jinning (850 Ma). Billerot (2011a) montre que les roches de socle localisées sur la bordure Ouest du craton du Yangtze sont associées à une marge active néoproterozoïque présentant des variations latérales et temporelles permettant de rendre compte de la présence de bassins d'arrière-arc ponctuels, ainsi que des morceaux d'arc accrétés à la marge. Ce socle s'étend jusqu'à la région de Danba.



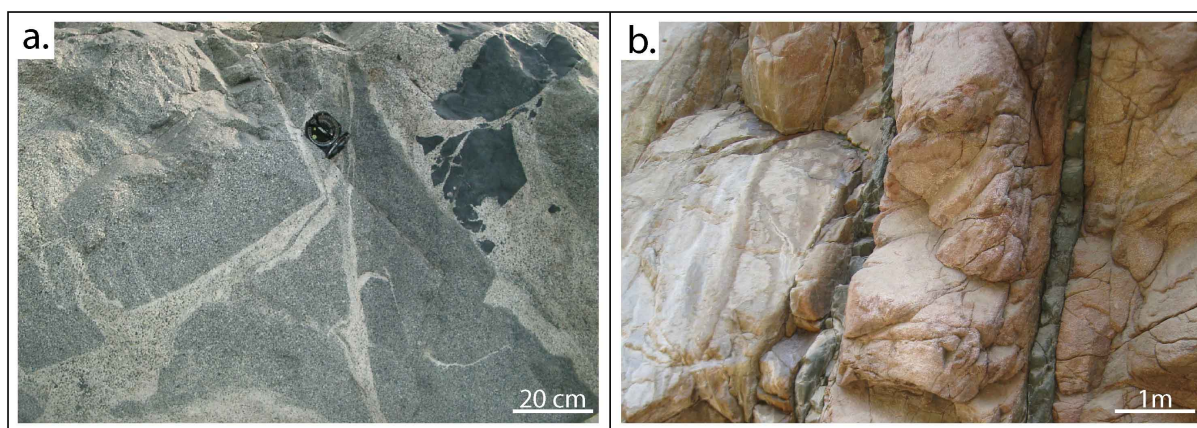


FIGURE 4.11 – Photographie de deux faciès observés dans le socle a) Évidence de magmatisme bimodal dans le massif du Pengguan b) Filons doléritiques dans un granite du massif de Baoxing.

### 4.2.3 Sinien

Le terme Sinien, utilisé en Chine correspond à un cet étage du Proterozoïque supérieur synchrone de la période de l'Ediacarien qui s'étend de 635 à 542 Ma (International Commission on Stratigraphy , Hoffmann *et al.* (2004); Chu *et al.* (2005)).

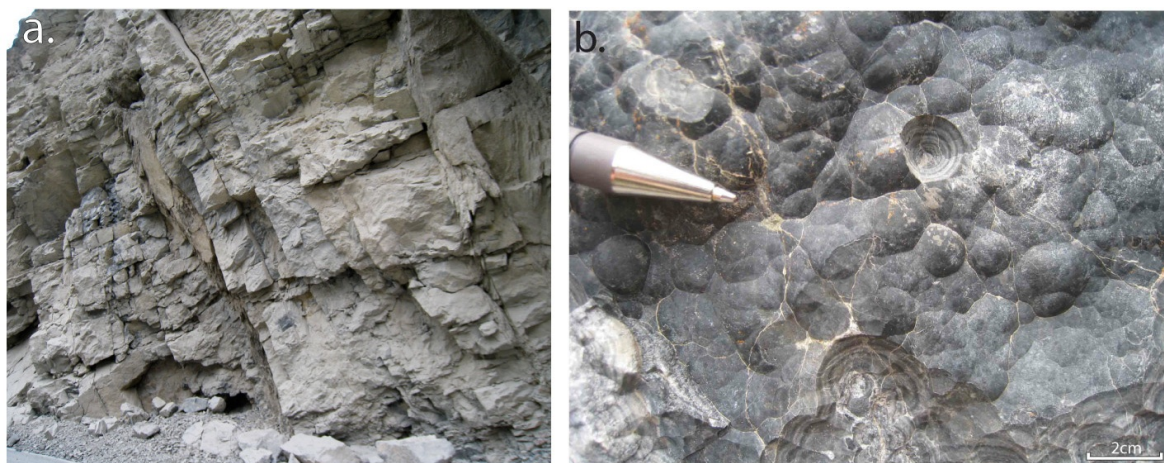


FIGURE 4.12 – Photographies de faciès des sédiments siniens. a) Affleurement de calcaires blancs massifs siniens correspondant à la formation Doushantou (Arrêt LM09-51). b) Niveau à stromatolithes de cette même formation (Arrêt LM09-110).

Les sédiments siniens se localisent principalement au Nord de la chaîne des Longmen Shan (figure 4.13).

Dans la région des Longmen Shan, les sédiments siniens sont décomposés en 2 formations : la formation Doushantuo à la base et la formation Dengying au sommet. Ces sédiments marquent le début d'un cycle sédimentaire continu jusqu'au début du Paléozoïque et sont peu déformés (Burchfiel *et al.*, 1995).

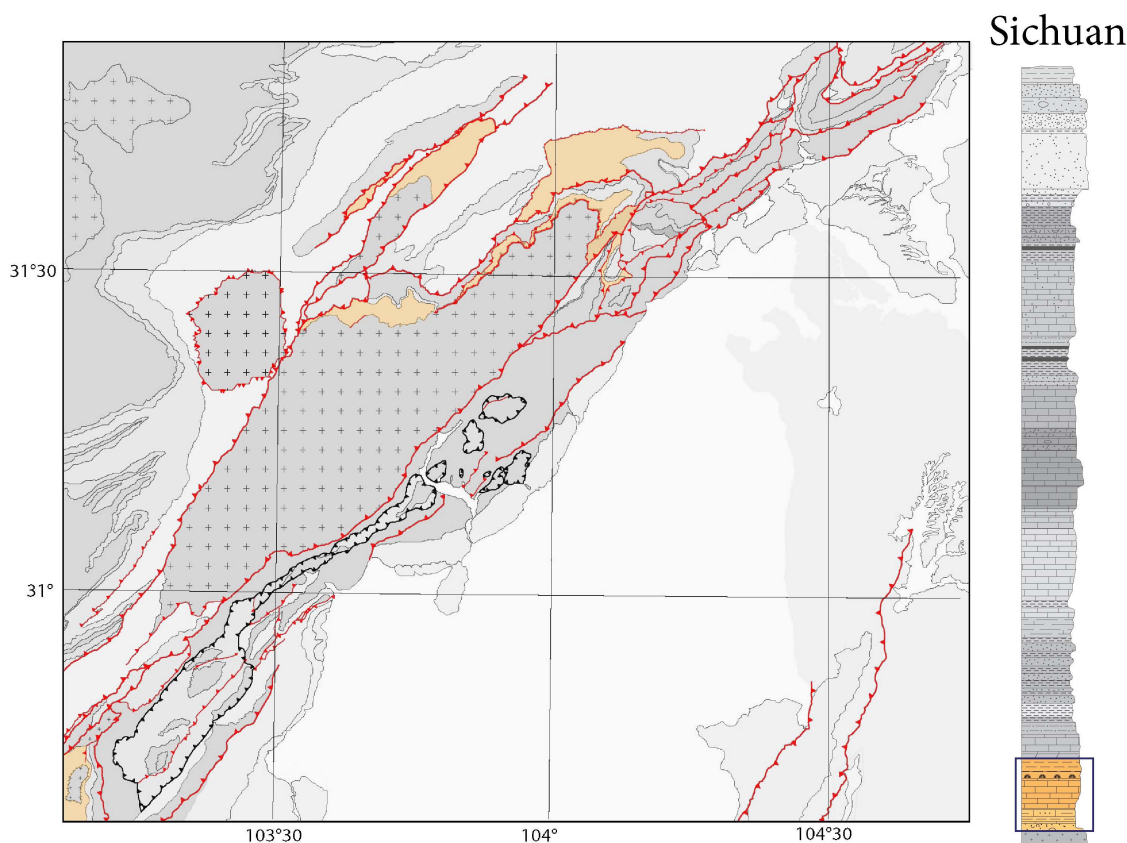


FIGURE 4.13 – Carte des affleurements des sédiments siniens et niveaux correspondants dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Yangtze.

Une épaisse section basale de conglomérats allant de 50 à 400m d'épaisseur est recouverte par des roches clastiques intercalées par des roches carbonatées (formation Doushantuo). Ces séries sont recouvertes par une couche de dolomies et de calcaire avec de fines intercalations de grès calcaireux et d'argiles dans les interbancs (formation Dengying). Un niveau très riche en stromatolithes est remarquable dans cette formation (figure 4.12.). Le dépôt s'est effectué dans un environnement de plate-forme néritique. Les roches siniennes forment une couverture uniforme sur la plate-forme du Yangtze dont l'épaisseur varie généralement entre 200 et 700m. Dans les Longmen Shan, les sédiments siniens affleurent en bordure des massifs de socle (Pengguan, Xuelong Bao, Baoxing, Tonghua) (figure 4.13). Le contact entre le socle et les sédiments siniens a été observé à plusieurs endroits sur le terrain et était soit de nature tectonique soit correspondait à une discordance sédimentaire.

Les données paléogéographiques mettent en évidence une subsidence du bassin du Sichuan où se sont d'abord déposés des sédiments côtiers (formation Doushantuo) pour ensuite être recouverts par des sédiments de plate-forme néritique (formation Dengying).

#### 4.2.4 Cambrien-Ordovicien

Sur la plate-forme du Yangtze, les sédiments cambriens et ordoviciens sont peu épais et affleurent peu (figure 4.14). De même, les sédiments d'affinité Songpan Garze ne contiennent que peu de sédiments cambriens à ordoviciens. Ces sédiments forment la base de la série sédimentaire allochtone, d'affinité Songpan Garze.

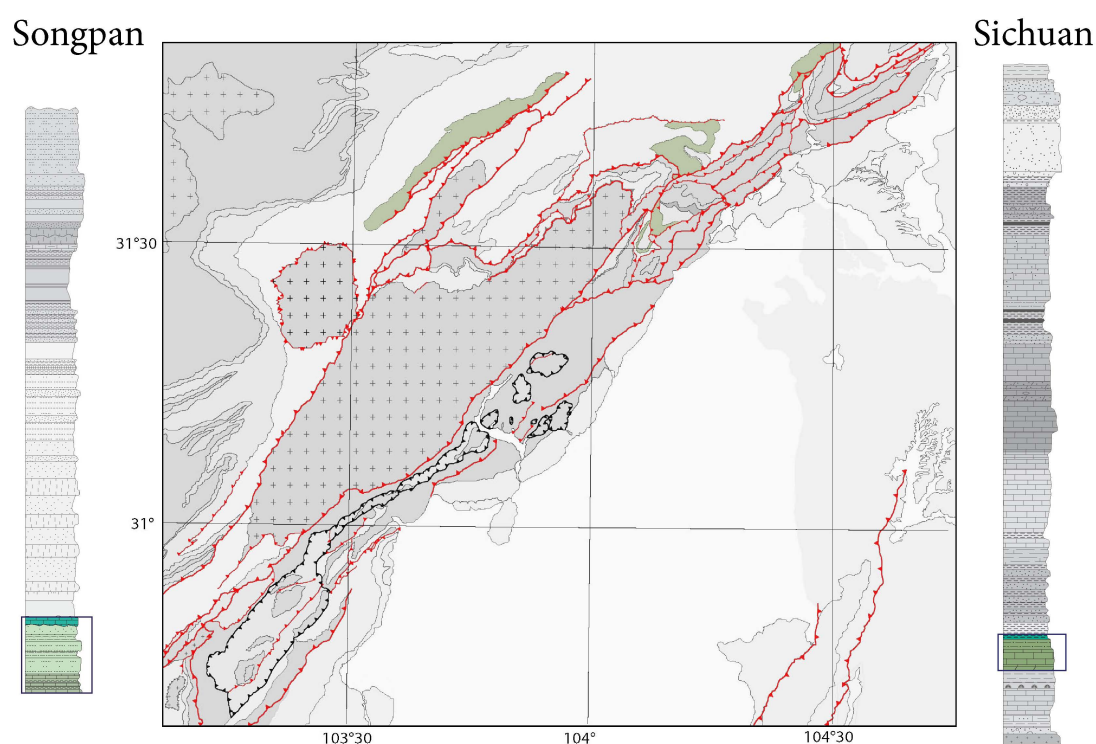


FIGURE 4.14 – Carte des affleurements des sédiments cambriens et ordoviciens et niveaux correspondants dans les logs stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze.

#### Roches d'affinité Yangtze

Les sédiments cambriens et ordoviciens sont principalement marins et formés de roches clastiques à grains fins d'origine terrigène, de calcaires et très localement de niveaux évaporitiques (dans le Cambrien supérieur).

Cette série sédimentaire est peu épaisse (quelques centaines de mètres). Au Nord de la



région des Longmen Shan, la série sédimentaire du Cambrien et de l'Ordovicien s'épaissit en conséquence de l'ouverture de la marge passive Nord de la plate-forme du Yangtze (Chen and Chen, 1987).

### Roches d'affinité Songpan Garze



FIGURE 4.15 – Photographie d'un affleurement de sédiments cambriens-ordoviciens (Arrêt LM09-221)

Les plus anciens sédiments d'affinité Songpan Garze sont considérés d'âges cambriens à ordoviciens. L'estimation de l'épaisseur de ces sédiments est difficile du fait du plissement et des déformations intenses les affectant, cependant, ils sont considérés comme peu épais

Ces sédiments se présentent sous la forme de grès à grains grossiers avec localement quelques passées conglomératiques. Au dessus de ces niveaux détritiques, quelques bancs de marbre à fines passées gréseuses ont été décrits (Burchfiel *et al.*, 1995).

La ressemblance entre les faciès des sédiments cambriens et ordoviciens avec les sédiments siluriens, ainsi que le fait qu'il

n'y ait pas de fossiles répertoriés dans ces sédiments rendent difficile la délimitation des affleurements des sédiments cambriens à ordoviciens (Burchfiel *et al.*, 1995).

Burchfiel *et al.* (1995) interprète la présence de socle Protérozoïque à la base de l'allochtone, au niveau de Danba comme indicateur d'une la sédimentation sur des blocs de marge continentale plutôt que sur croûte océanique. Cependant, nous n'avons pas observé de discordance sédimentaire entre ces blocs de socle et les sédiments d'affinité Songpan Garze, il est donc difficile d'affirmer que le dépôt de ces séries s'est effectué sur socle continental.

Selon plusieurs auteurs, l'ouverture de la Paléotéthys s'est déroulée à l'Ordovicien (Stampfli, 2000; Scotese, 2001; Shahri, 2008), les sédiments ordoviciens d'affinité Songpan Garze sont la base de la série sédimentaire associée à l'existence de la Paléotéthys.

### 4.2.5 Silurien

Dans les sédiments d'affinité Yangtze, les roches siluriennes sont souvent manquantes ou peu épaisses (moins de 100m). A l'inverse, les séries siluriennes d'affinité Songpan sont estimées entre 1000 et 4000m d'épaisseur.

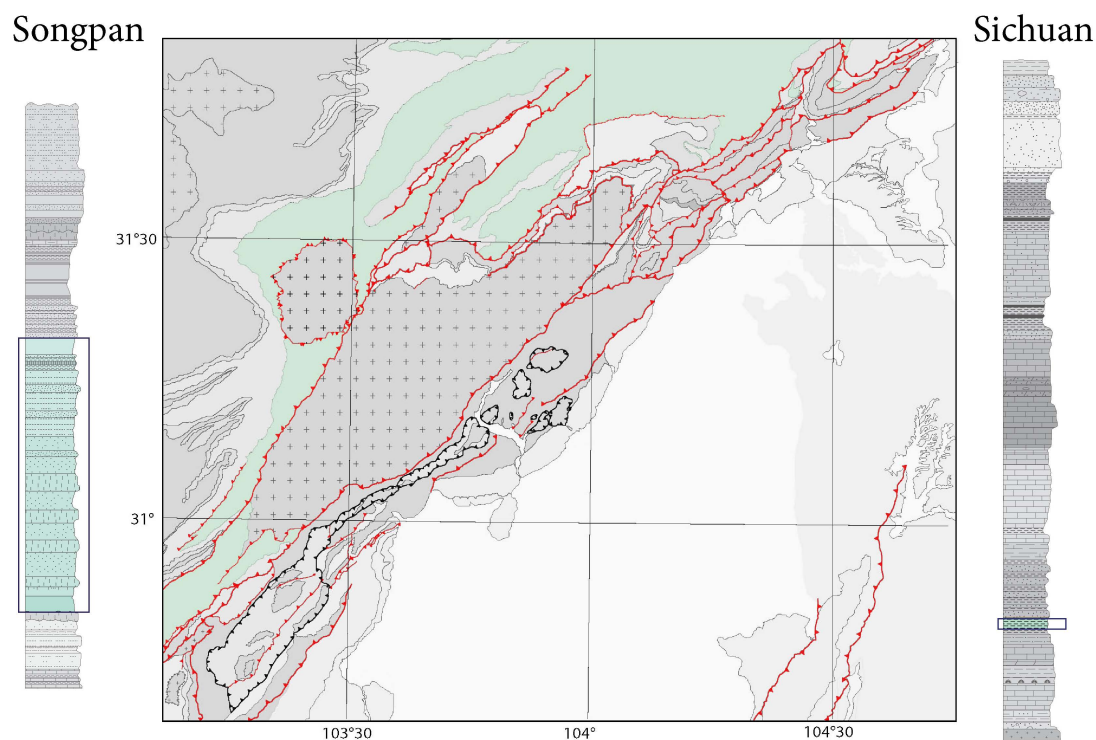


FIGURE 4.16 – Carte des affleurements des sédiments siluriens et niveaux correspondants dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze

#### Roches d'affinité Yangtze

Les sédiments siluriens sont des roches clastiques à grains fins, dominées par des grès et des argiles avec quelques niveaux calcaires. Vers le Nord, les argiles et grès fins siluriens s'épaississent dans la marge passive des Qinling.

#### Roches d'affinité Songpan Garze

Les séries siluriennes d'affinité Songpan Garze consistent principalement en des grès fins calcaires. Ces sédiments sont affectés par un plissement intense, ce qui ne permet pas de connaître précisément leur stratigraphie et leur épaisseur. Burchfiel *et al.*



(1995) interprète l'importante épaisseur de ces sédiments par une subsidence rapide de la marge passive Ouest du Yangtze.



FIGURE 4.17 – Photographies de faciès de sédiments siluriens d'affinité Songpan Garze. a) Affleurement de sédiments affectés par une déformation ductile au Nord-Ouest du massif du Pengguan. b) Plis dans les schistes siluriens. c) Pédoncule de crinoïde fossile observée dans les séries siluriennes.

Au Silurien, le massif du Pengguan et le massif de Baoxing sont considérés comme des paléoreliefs, interprétés comme des horsts de la marge passive de la bordure Est du bassin du Sichuan (Burchfiel *et al.*, 1995).

### 4.2.6 Dévonien et Carbonifère

Les sédiments dévoniens et carbonifères sont présents aussi bien dans les roches d'affinité Songpan Garze que d'affinité Yangtze mais ils présentent des faciès différents (figure 4.18).

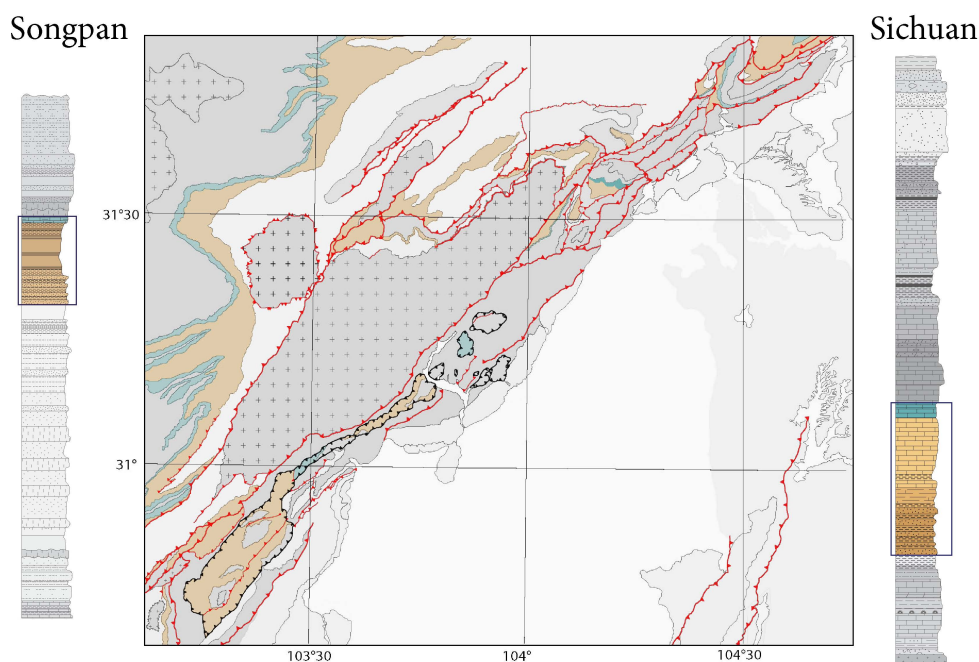


FIGURE 4.18 – Carte des affleurements des sédiments dévoniens et carbonifères et niveaux correspondants dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze.

#### Roches d'affinité Yangtze

Au Dévonien et au Carbonifère, une grande partie du bassin du Sichuan était émergée. Cette période de soulèvement important dans le bassin du Sichuan est notamment marquée par des faciès paléokarsifiés (Ahn, 2008). Au niveau des Longmen Shan, à la bordure Ouest du bassin, les sédiments sont typiques de dépôts de plate-forme. Les sédiments dévoniens et carbonifères sont des calcaires gris à bancs centimétriques à décimétriques déposés en milieux peu profonds. L'épaisseur de ces sédiments peuvent atteindre 3000m.

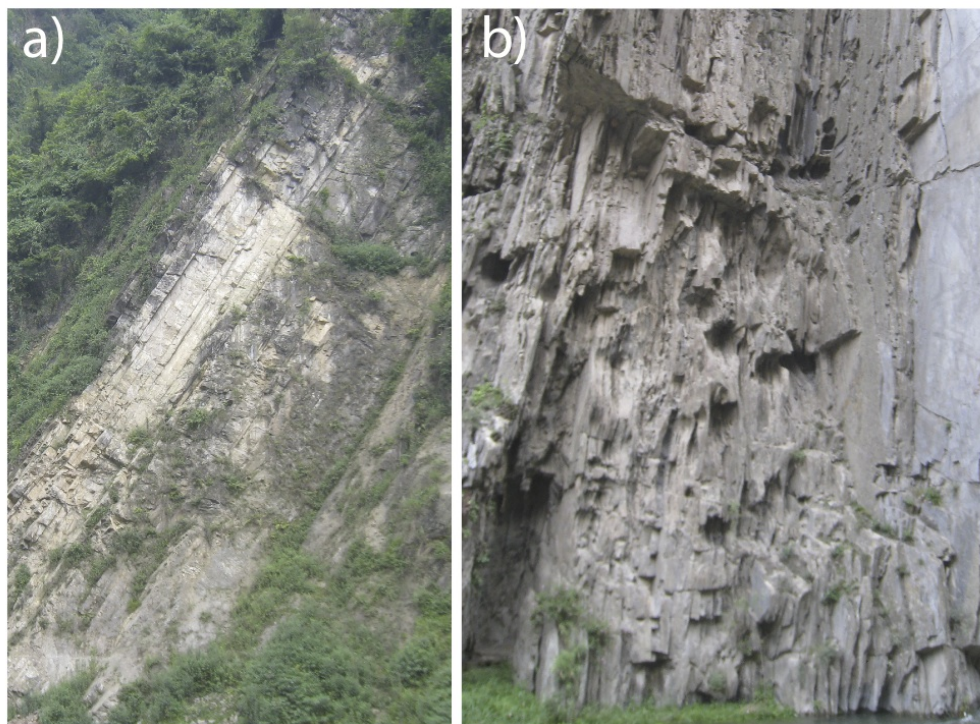


FIGURE 4.19 – Photographies de faciès de sédiments dévoniens a) Affleurement de sédiments dévoniens d’affinité Yangtze dans une klippe de l’avant-pays des Longmen Shan (Arrêt LM09-126) b) Sédiments de type flyschs d’âge Dévonien d’affinité Songpan Garze présentant des alternances de bancs calcaires et de bancs gréseux. (Arrêt LM09-98).

### Roches d’affinité Songpan Garze

Plus à l’Ouest, dans le Songpan Garze, le Dévonien moyen à supérieur est essentiellement gréseux à silteux. Ces sédiments présentent majoritairement un faciès de type flysch, marquant des phénomènes turbiditiques, donc une sédimentation sur une pente, comme sur un talus continental.

Les hauts topographiques du Kungdian (Sud-Ouest du bassin du Sichuan) sont considérés comme la source principale de matériel clastique pendant la plus grande partie du Dévonien (Burchfiel *et al.*, 1995).

Les sédiments Carbonifères sont principalement silteux, marneux ou calcaires et se sont déposés à grande profondeur. Ces sédiments d’eau profonde atteignent quelques centaines de mètres et marquent la subsidence du Songpan Garze pendant cette période.

### 4.2.7 Permien

Rarement distingués dans les roches d'affinité Songpan Garze, les sédiments permien affleurent principalement dans la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan où leur faciès sédimentaire est remarquable (figure 4.20). Ces sédiments ont aussi été étudiés dans les chaînes du Nord du bassin du Sichuan comme dans les micang Shan (Ahn, 2008).

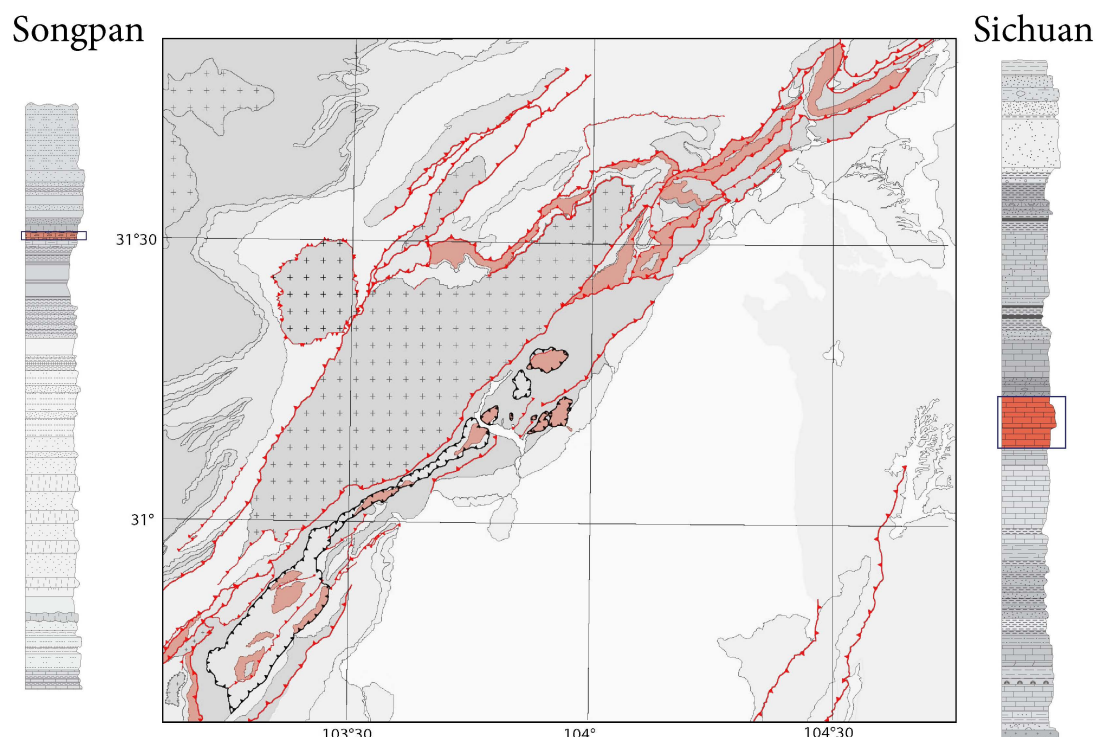


FIGURE 4.20 – Carte des affleurements des sédiments permien et niveaux correspondant dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze.

### Roches d'affinité Yangtze

Les sédiments permien de l'autochtone sont épais de 400 à 800m et sont constitués de calcaires dolomitiques d'eau peu profonde. A la base de la séquence, quelques niveaux de grès et de conglomérats sont observés. Le Permien est synonyme de transgression marine dans le bassin du Sichuan.

Certaines unités ont un caractère turbiditique et la présence de lits conglomératiques avec des blocs de calcaire remaniés est observable dans les klippes (Chen, 1985).

La fin du Permien est caractérisée par un important épisode de magmatisme basaltique (Basaltes d'Emei Shan) dans la région Sud-Ouest du bassin du Sichuan. Ces basaltes mesurent jusqu'à 500m d'épaisseur au Sud-Ouest du bassin du Sichuan et marquent un



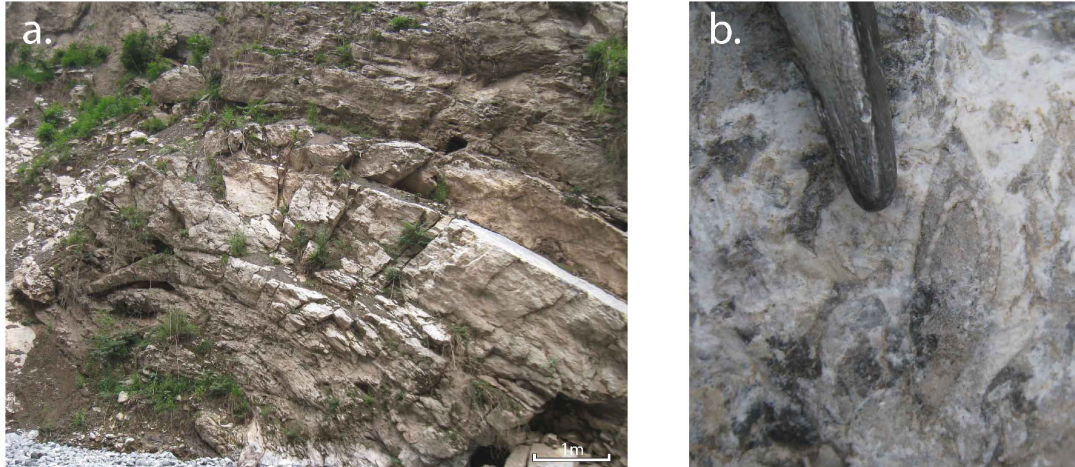


FIGURE 4.21 – Photographies de faciès Permien a) Affleurement de calcaires dolomitiques blancs massifs b) Fossile de fusuline (foraminifère courant dans les séries du Carbonifère moyen au Permien).

épisode volcanique de type point chaud daté entre 258 et 254Ma (limite permo-Trias) (Xu *et al.*, 2004). Seuls quelques filons ont été observés dans les Longmen Shan.

### Roches d'affinité Songpan Garze

A l'Est du Songpan Garze, les roches permienues ne sont quasiment pas différenciables des sédiments carbonifères. Des sédiments calcaires avec quelques bancs de grès et d'argiles ont été décrit comme permienus mais nous n'avons pas pu les observer sur le terrain.

#### 4.2.8 Trias

Les sédiments triasiques sont les plus présents, aussi bien dans les roches d'affinité Songpan Garze que d'affinité Yangtze (figure 4.22).

Dans le bassin du Sichuan, le Trias marque une période de régression marine qui résulte de la tectonique Indosinienne. Plusieurs formations caractérisent les sédiments triasiques et ont été très étudiés du fait de leur potentiel pétrolier. Dans le Songpan Garze, la série triasique est très épaisse et intensément plissée.

### Roches d'affinité Yangtze

Le Trias inférieur et moyen est constitué à la base de calcaires gris ou rouges et de dolomies surmontés par des niveaux argileux et marneux (formation Feixianguan). Ces faciès calcaires et dolomitiques marquent une période de mer peu profonde interpré-



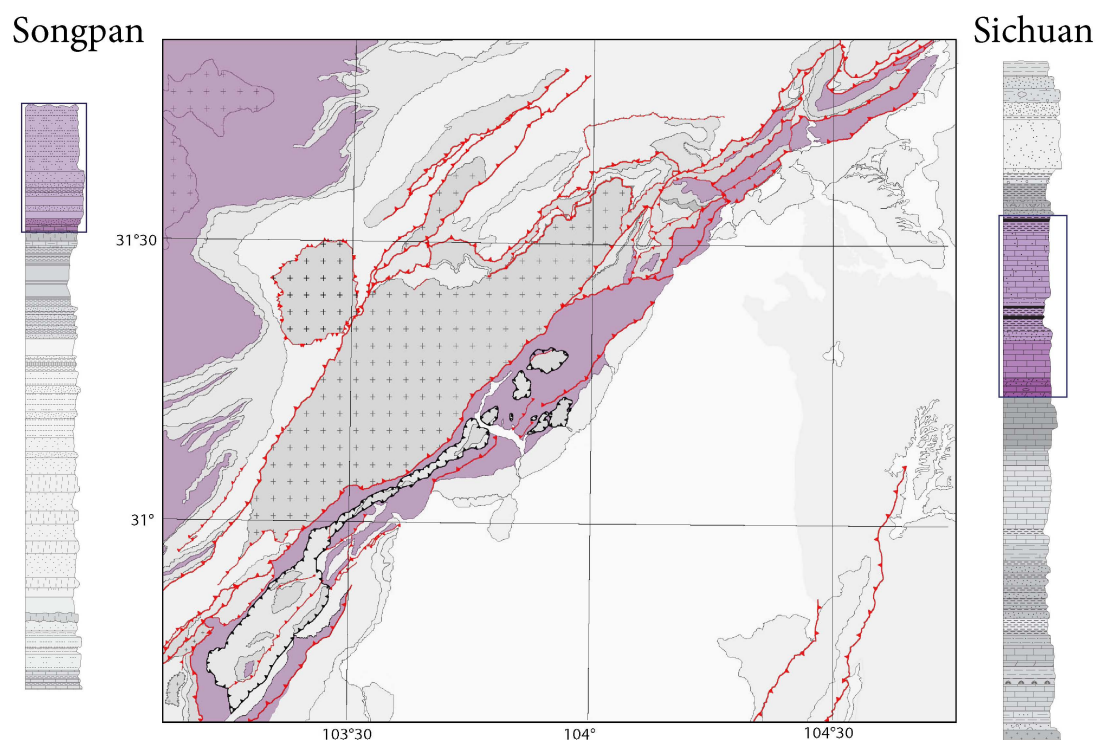


FIGURE 4.22 – Carte des affleurements des sédiments triasiques et niveaux correspondant dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze.

tée par certains auteurs comme typique d'un milieu paralique (zone littorale en contact avec la mer par une communication étroite). Ensuite, les niveaux sont plus argileux et marneux avec cependant quelques passées détritiques et marquent une sédimentation de type deltaïque ou fluviale. La formation de base du Trias marquerait donc bien la transition d'un milieu marin au Permien à un milieu continental.

Le Trias supérieur présente dès sa base des faciès continentaux. Ces sédiments constituent la formation Xujiahe et sont formés d'alternances de grès et de marnes avec d'importants dépôts de charbons et quelques niveaux conglomératiques grossiers (figure 4.23).

### Roches d'affinité Songpan Garze

Dans les sédiments d'affinité Songpan Garze, le Trias inférieur et moyen est constitué de roches clastiques avec quelques niveaux calcaires et présente un faciès de type flysch turbiditique (figure 4.24). Cette série est très épaisse et affleure sur la majeure partie du bloc Songpan Garze. L'épaisseur de cette série sédimentaire est très élevée puisqu'elle peut atteindre plus de 10km (Mattaueur *et al.*, 1992).

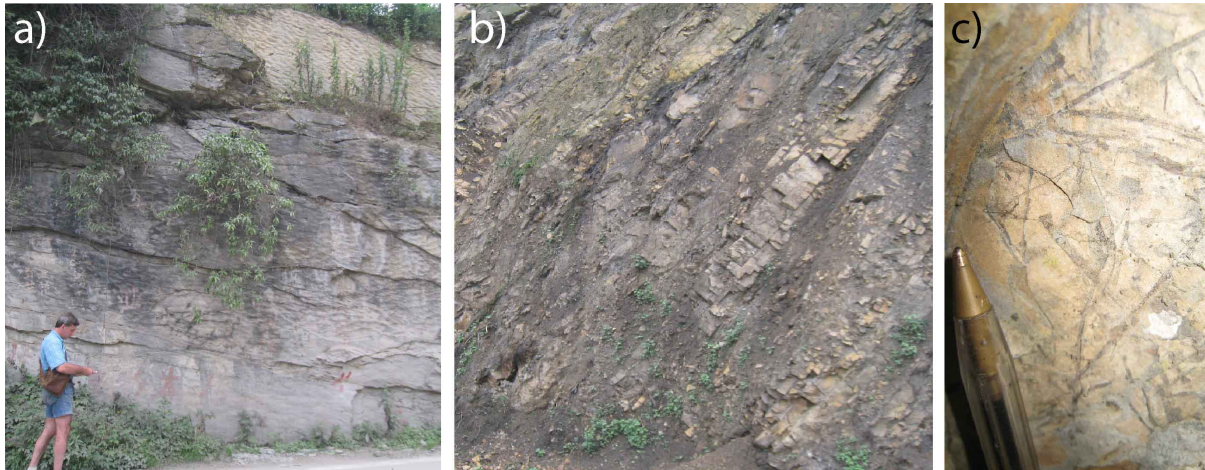


FIGURE 4.23 – Photographies de Trias d’affinité Yangtze. a) Ripples marks indiquant un milieu de sédimentation peu profond b) Alternance de bancs calcaires décimétriques et de niveaux marneux riches en matière organique c) Feuilles fossilisées marquant un environnement de sédimentation continentale.

### Les sédiments triasiques, marqueurs d’un changement drastique des environnements de dépôts

Les observations stratigraphiques montrent que les sédiments triasiques sont associés à une importante phase de déformation du fait de plusieurs points :

1. Dans le bassin du Sichuan, la nature de la sédimentation passe d’océanique à continentale, suggérant une exhumation de la région.
2. Dans le Songpan Garze, les sédiments du Songpan Garze les plus récents sont datés du Trias moyen, ce qui implique une probable modification drastique des conditions de sédimentation dans le paléobassin du Songpan Garze. De plus, l’ensemble de la pile sédimentaire a été intensément plissée lors de l’orogénèse Indosinienne (Mattaueur *et al.*, 1992; Burchfiel *et al.*, 1995; Worley and Wilson, 1996).



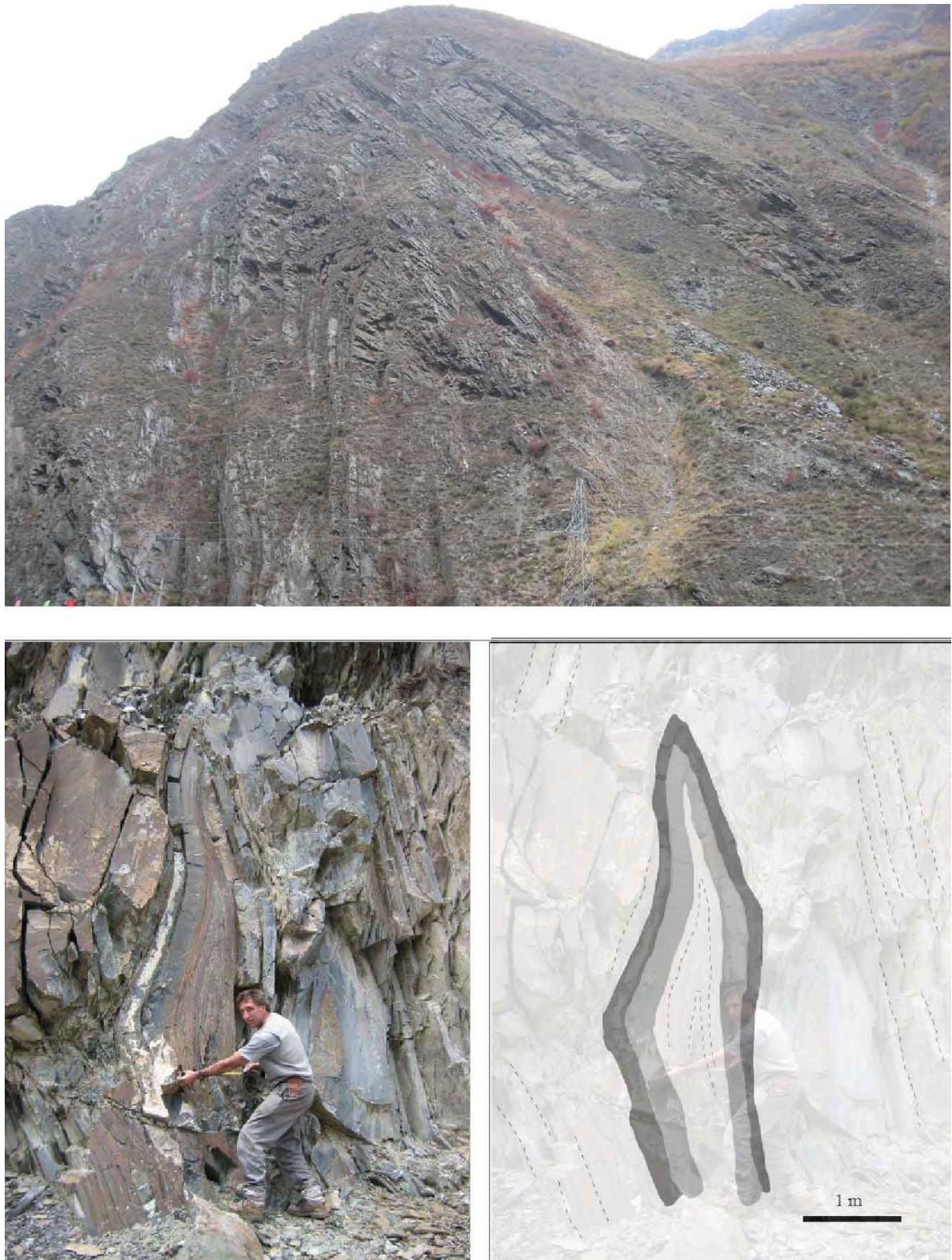


FIGURE 4.24 – Photographies de Trias de l'allochtone, d'affinité Songpan Garze a) Pli faillé dans les flyschs triasiques, à proximité de la ville de Songpan b) Photographie des plis serrés et schéma interprétatif (figure de Godard (2006)).

## 4.2.9 Jurassique

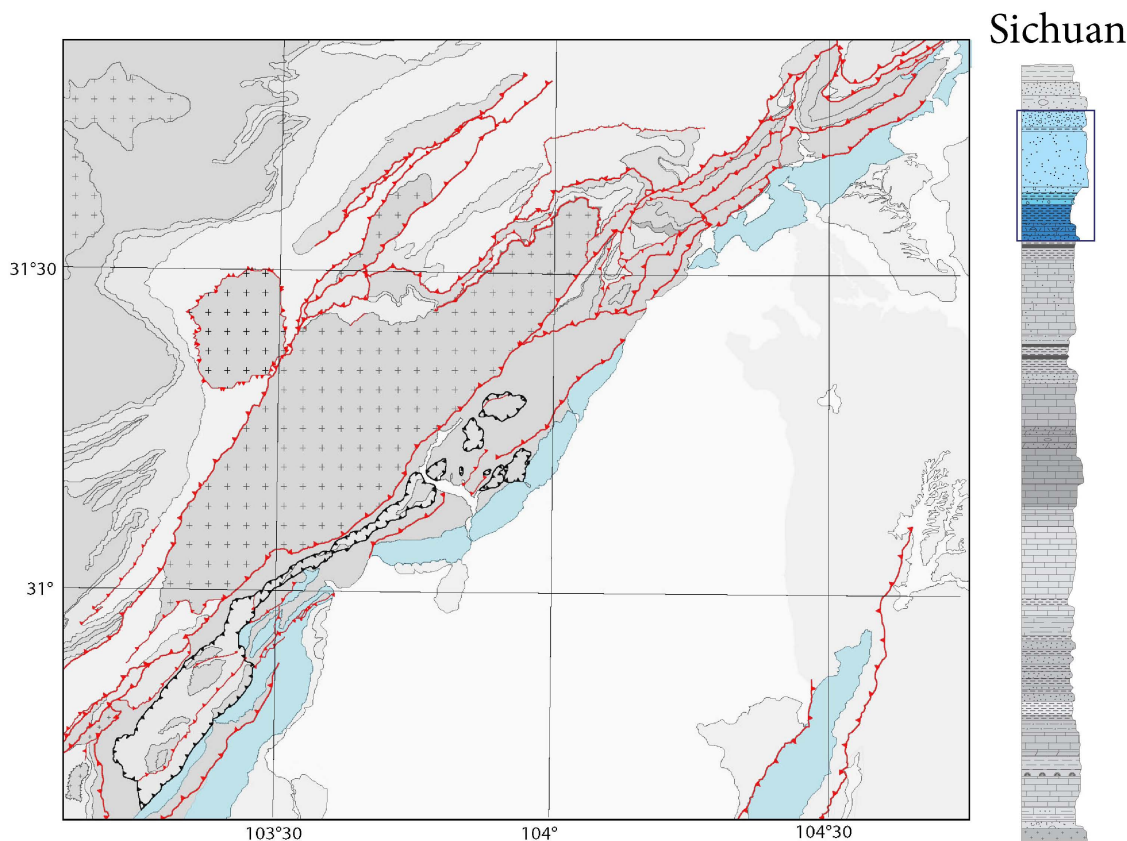


FIGURE 4.25 – Affleurements des sédiments Jurassiques et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Sichuan

Les sédiments jurassiques se sont déposés dans le bassin du Sichuan qui est considéré comme un bassin d'avant-pays à partir du Jurassique. Aucun sédiment d'âge Jurassique n'est observé dans les roches d'affinité Songpan Garze.

Ces sédiments jurassiques recouvrent une grande partie de la plate-forme du Yangtze consistent en des dépôts continentaux fluviaux et lacustres formés de conglomérats, de grès, silts, marnes et argiles (figure 4.25). Les niveaux jurassiques observés dans les Longmen Shan sont principalement les "red beds", niveaux gréseux à passées conglomératiques caractérisés par une importante oxydation (figure 4.26).

Ces sédiments jurassiques reposent en discordance sur le Trias supérieur plissé et les sédiments plus anciens de l'allochtone (Burchfiel *et al.*, 1995).

L'épaisseur du Jurassique supérieur peut atteindre plus de 2000m et les dépôts les plus épais du bassin du Sichuan se situent à l'Est des Longmen Shan (jusqu'à 1000m le long du front nord des Longmen Shan).





FIGURE 4.26 – Photographie de séries clastiques jurassiques observées sur le terrain. Des niveaux conglomératiques grossiers sont observés, ainsi que des grès rouges : les "red bed".

Les clastes observés dans les niveau détritiques grossiers sont de natures variées (quartzites et carbonates du Paléozoïque ainsi que quelques clastes gréseux triasiques). Aucun claste de roche métamorphiques ou plutoniques n'a été décrit dans ces sédiments, ce qui suggère l'absence de roches de socle à l'affleurement au Jurassique.

Les conglomérats résistants jurassiques forment le front des Longmen Shan à plusieurs endroits de la chaîne et présentent des pendages Sud-Est, vers le bassin du Sichuan. Ces sédiments ont donc subi un basculement ou un plissement tardif, communément attribué à la phase de déformation cénozoïque (Burchfiel *et al.*, 1995; Jia *et al.*, 2006).



#### 4.2.10 Crétacé

Les sédiments du Crétacé inférieur du bassin du Sichuan sont des grès rouges, des silts et des argiles avec quelques intercalations conglomératiques. Ces sédiments ont une épaisseur variant de quelques centaines de mètres à plus de 2000m.

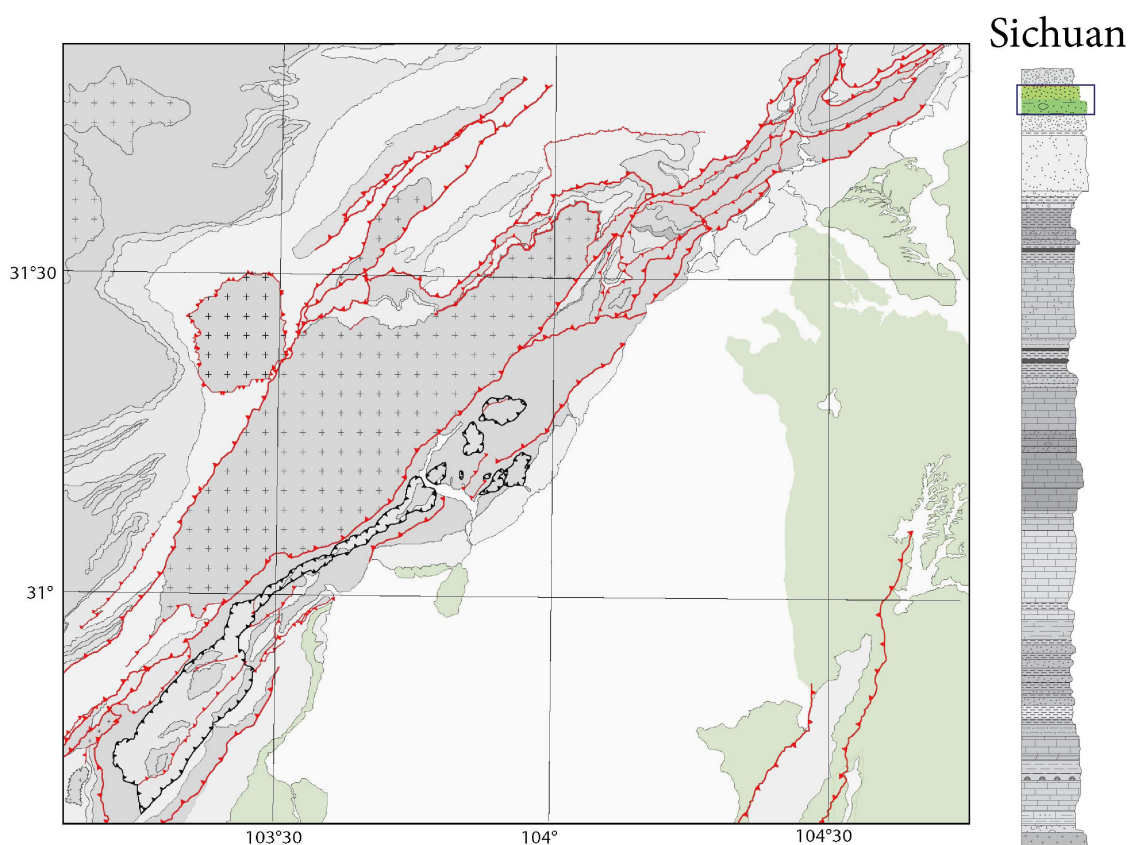


FIGURE 4.27 – Affleurements des sédiments crétacés et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d’affinité Yangtze.

Ces sédiments se sont déposés dans un environnement lacustre et les clastes des niveaux grossiers sont principalement constitués de carbonates et de quartzites paléozoïques. Il n’y a pas de matériel provenant de socle dans ces sédiments, ce qui indique que ces derniers n’affleuraient pas au Crétacé (Pan *et al.*, 1990; Yong *et al.*, 2006).



FIGURE 4.28 – Photographie d'un conglomérat du Crétacé au niveau du front de chaîne des Longmen Shan (Arrêt LM08-17).

#### 4.2.11 Tertiaire et Quaternaire

Dans la région des Longmen Shan, les sédiments tertiaires n'ont été repérés qu'au Sud de Duijiangyan et affleurent peu dans la région (figure 4.29).

Les sédiments du Paléogène sont typiques d'un environnement fluvio-lacustre : grès rouges, silts et argiles et présentent localement des passées conglomératiques grossières (figure 4.30). Les clastes sont similaires à ceux retrouvés dans les sédiments crétacés. D'après Burchfiel *et al.* (1995), ces roches se sont déposées en discordance sur les sédiments mésozoïques cependant, nous n'avons pas observé cette discordance lors de nos missions.

Les sédiments miocènes sont peu épais, se sont déposés en discordance sur les sédiments plus anciens et sont moins déformés que les sédiments du Tertiaire inférieur (Burchfiel *et al.*, 1995). Certains auteurs attribuent au Miocène les premières apparitions de lithoclastes magmatiques issus du socle Protérozoïque (Yong *et al.*, 2006), ce qui suggère la mise à l'affleurement du socle pendant le Miocène.

Enfin, les sédiments pliocènes contiennent de nombreux clastes de roches métamorphiques et ignées en plus des clastes des séries sédimentaires du Paléozoïque et du Mésozoïque.

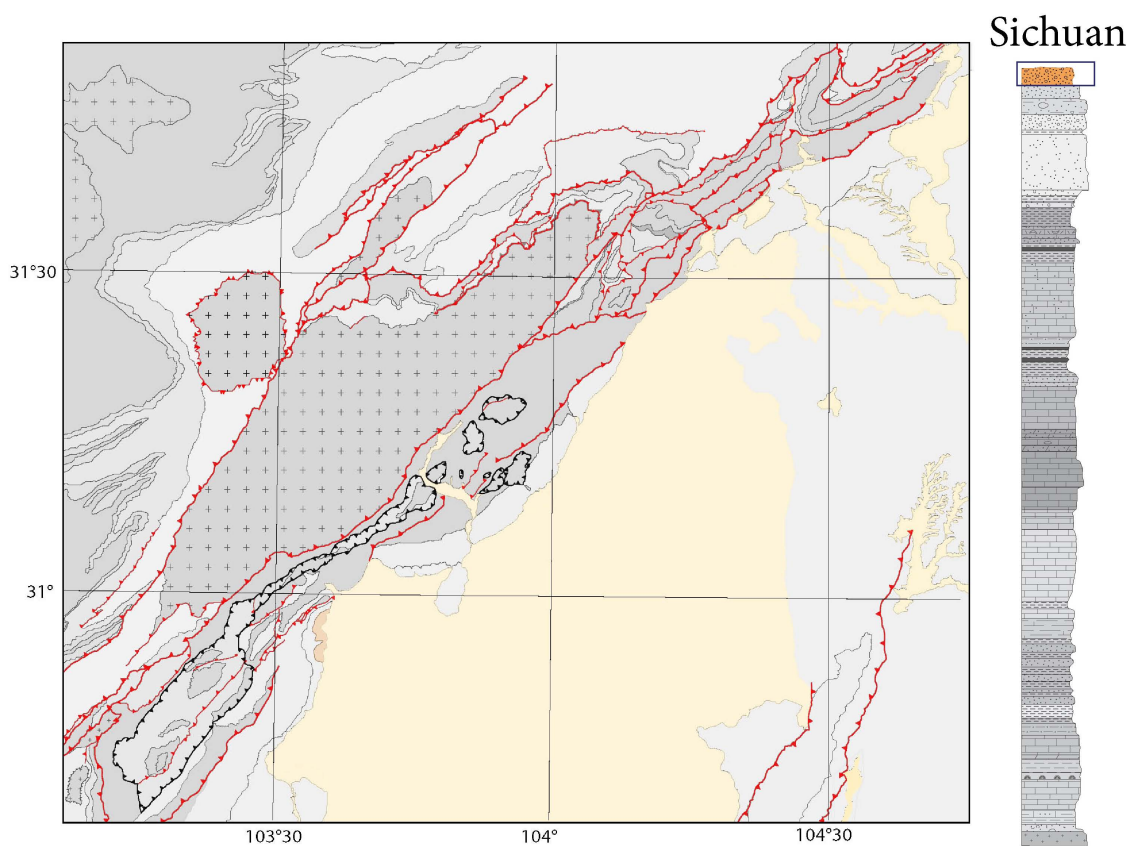


FIGURE 4.29 – Affleurements des sédiments tertiaires et quaternaires et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Yangtze.



FIGURE 4.30 – Photographie d'un conglomérat d'âge Eocène observé en bordure du bassin du Sichuan, dans le front de chaîne des Longmen Shan (Arrêt LM09-114).

### 4.2.12 Colonnes stratigraphiques synthétiques

L'étude stratigraphique de la région des Longmen Shan a permis de montrer plusieurs points importants :

1. Les deux grands ensembles structuraux des Longmen Shan (Yangtze vs. Songpan Garze) présentent des sédiments de natures très différentes.
2. De l'Ordovicien au Trias moyen, les sédiments du Songpan Garze présentent des faciès de type flysch, en conséquence des ouvertures successives de la Prototéthys puis de la Paléotéthys (Mattaue *et al.*, 1992; Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002; Shahri, 2008).
3. Les sédiments de la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan sont caractéristiques de sédiments de plate-forme jusqu'au Trias moyen.
4. A partir du Trias supérieur et jusqu'au Quaternaire, la sédimentation dans le bassin du Sichuan est de nature continentale.
5. Dans le bassin du Sichuan, peu de sédiments crétacés et tertiaires affleurent, ce qui est dû au fait que le bassin soit en érosion depuis l'Eocène (~40Ma) suite à une importante modification du système de drainage du bassin (Richardson *et al.*, 2008).

Cette étude stratigraphique a permis la réalisation de log stratigraphiques détaillés dans la zone des Longmen Shan (figure 4.31). Ces trois logs sont situés respectivement :

- Dans la région de Xiaojin (partie occidentale de la zone des Longmen Shan, dans l'unité du Songpan Garze)
- A proximité de Wenchuan, dans la partie orientale du flysch du Songpan Garze
- Dans la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan (Ouest du bassin du Sichuan)







Les log stratigraphiques, associées à des données de forages et des lignes sismiques (Burchfiel *et al.*, 1995; Jia *et al.*, 2006, 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Wenzheng *et al.*, 2009; Liao *et al.*, 2009; Wenzheng *et al.*, 2010; Hubbard *et al.*, 2010) ont permis de réaliser un schéma stratigraphique simplifié de la région des Longmen Shan (figure 4.32).

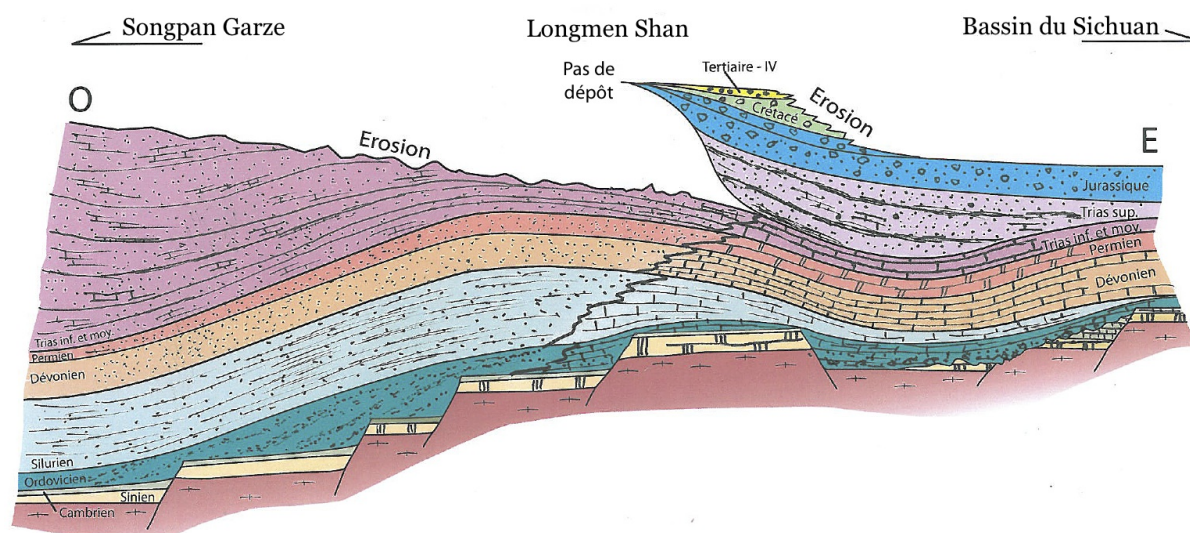


FIGURE 4.32 – Schéma stratigraphique simplifié des sédiments de la région des Longmen Shan réalisé à partir des données stratigraphiques et de sismique.

Plusieurs points importants sont à retenir de cette étude :

- L'ouverture et le remplissage sédimentaire de la Prototéthys et de la Paléotéthys sont bien enregistrés dans la sédimentation car les séries sédimentaires du Cambrien/Ordovicien au Trias moyen s'épaississent fortement vers l'Ouest du Songpan Garze.
- Les variations d'épaisseurs du Trias moyen dans le bassin du Sichuan montre que ce bassin est en position de bassin flexural au Trias moyen et supérieur. Cette période est considérée comme le résultat de l'orogénèse indosinienne ayant affecté les Longmen Shan et marquant la fermeture de la Paléotéthys. (Burchfiel *et al.*, 1995; Mattauer *et al.*, 1992; Harrowfield and Wilson, 2005; Liao *et al.*, 2009).
- Les sédiments détritiques post-Jurassique dans le bassin du Sichuan indiquent un apport sédimentaire détritique grossier, marqueur d'une zone à l'émersion dans les Longmen Shan.
- Les sédiments du Crétacé présentent une géométrie typique d'un bassin flexural. L'étude stratigraphique précise de Liao *et al.* (2009) interprète cette observation comme le résultat d'une phase de soulèvement tectonique dans les Longmen Shan au Crétacé. La discordance observée entre les sédiments paléocènes et mésozoïques pourrait être associée à cette phase de déformation.

Diagram illustrating the stratigraphic relationship between the Songpan Garze, Longmen Shan, and the Sichuan Basin (Bassin du Sichuan).

The diagram shows the following geological units and features:

- Songpan Garze:** Located on the left, showing the base of the sedimentary series (Base de la série sédimentaire du Songpan Garze).
- Longmen Shan:** The central region, showing the affected basement (Socle affecté) and the series of Cambrian to Silurian (Séries cambriennes à siluriennes (affinité Yangtze)).
- Bassin du Sichuan:** Located on the right, showing the Triassic (Trias inf. et moy., Trias moy., Trias sup.), Permian (Permien), Devonian (Dévonien), and Jurassic (Jurassique) units.
- Key Features:**
  - Pas de dépôt:** A zone of non-deposition.
  - Erosion:** Indicated by a red line across the top of the Longmen Shan.
  - Tertiaire - IV:** A zone of Tertiary - IV.
  - Cretacé:** A zone of Cretaceous.
  - Trias moyen (évacorites):** A zone of Middle Triassic (evaporites).

Representation des niveaux de décollement sur le schéma stratigraphique des Longmen Shan

FIGURE 4.33 – Schématisation des niveaux de décollement sur le schéma stratigraphique des sédiments de la région des Longmen Shan. Les observations de terrain et des données de lignes sismiques ont été utilisés pour localiser les niveaux de décollement.

## Résultats principaux de l'approche stratigraphique

1. Les Longmen Shan sont une zone de transition entre deux provinces sédimentaires différentes depuis le Cambrien.
2. Depuis le début du Paléozoïque, les Longmen Shan avait une structure de marge passive, les faciès sédimentaires à l'aplomb du Pengguan indiquent probablement la présence d'un haut de socle à cet endroit.
3. A partir du Trias supérieur, il n'y a plus de sédimentation dans le Songpan Garze, suggérant la formation d'un relief positif conservé jusqu'à l'actuel. A l'inverse, la nature flexurale du bassin du Sichuan s'exprime, ce qui indique la présence de reliefs persistants dans les Longmen Shan à partir du Trias supérieur. Il y a donc une inversion de relief à partir du Trias supérieur.
4. Les sédiments du bassin du Sichuan semblent avoir enregistré plusieurs phases de déformations (une première au Trias supérieur jusqu'à la fin du Jurassique, une seconde au Crétacé jusqu'au début du Paléocène et une dernière phase active observée actuellement.)

### 4.3 Les grandes caractéristiques géologiques de la région des Longmen Shan

Pour introduire l'étude géologique locale de la chaîne des Longmen Shan, les données synthétiques à l'échelle globale sont présentées dans cette partie.

Les caractères morphologiques de la chaîne des Longmen Shan varient latéralement, comme le montre la figure 4.34 réalisée à partir des données SRTM. Cette figure met en évidence des variations morphologiques de la chaîne du Sud au Nord, notamment en ce qui concerne l'expression en surface des failles majeures. Ainsi, la faille de Wenchuan n'est pas exprimée dans la morphologie dans la zone Nord, alors qu'elle correspond à la vallée très incisée de la MinJiang pour la zone centrale. La faille de Beichuan est associée à un important saut topographique dans la zone centre qui est plus estompé pour les deux autres zones présentées. L'aspect du bassin du Sichuan varie d'une texture lisse dans les zones centrale et méridionale suggérant une zone de dépôt actuel (cônes alluviaux) à une texture plus rugueuse dans la partie Nord, révélateur de l'érosion active du bassin (Richardson *et al.*, 2008). Enfin, la présence de couches sédimentaires du bassin redressées et à vergence Sud-Est suggère la présence d'une zone triangulaire.

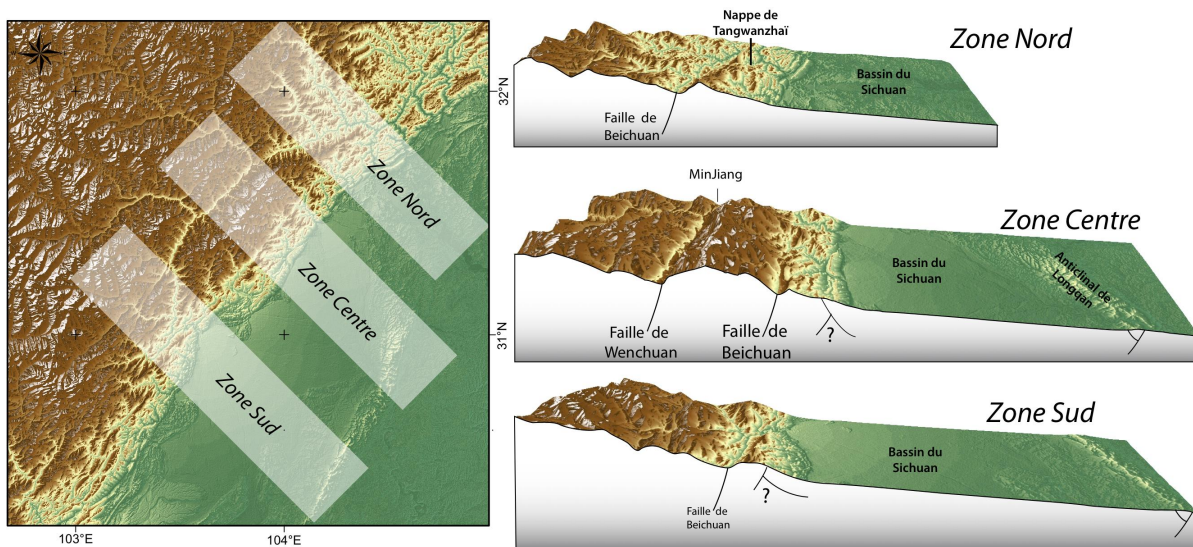


FIGURE 4.34 – Données SRTM représentées en 3D pour 3 zones du Nord au Sud des Longmen Shan. La chaîne présente d'importantes variations morphologiques du Nord au Sud.

La prise en compte des variations latérales au sein de la chaîne des Longmen Shan est donc un point important pour étudier cette zone complexe.



Cette partie de présentation à l'échelle de la chaîne introduit plusieurs documents que j'ai réalisés au cours de ma thèse et qui serviront de support à l'étude géologique de la région à l'échelle locale :

- La carte géologique de la région des Longmen Shan.
- 3 coupes synthétiques à travers la chaîne.
- La carte des températures maximales obtenues à partir de la graphitisation de la matière carbonée et des occurrences minéralogiques.
- La carte des données tectoniques mesurées lors des missions de terrain de la région.

#### 4.3.1 Carte géologique des Longmen Shan

L'objectif de cette carte géologique est d'avoir un document clair présentant la géologie de la chaîne (figure 4.35 et carte hors-texte). En effet, plusieurs cartes géologiques existaient mais celles-ci n'étaient pas uniformisées. La prise en compte et l'ajout de données variées a permis une amélioration de la cartographie géologique. Ces données proviennent :

- Des différentes missions de terrain (2002, 2004, 2005, 2007, 2008 et 2009).
- D'imageries satellitaires diverses (Landsat MrSID, Landsat 5, SPOT 5, SRTM 3", ASTER GDEM).
- De cartes géologiques préexistantes (Carte de la République de Chine au 1/2 500 000 (Huang *et al.*, 2006) ; cartes dans la région des Longmen Shan au 1/200 000 (Carte de Dujiangyan, Maoxian, Xiaojin, et Mianyang) et 1/50 000 (carte de SanJiang)).
- De données publiées par plusieurs auteurs dont : Burchfiel *et al.* (1995); Chen *et al.* (1994); Calassou (1994); Worley and Wilson (1996); Harrowfield (2001); Harrowfield and Wilson (2005); Yong *et al.* (2006); Wilson *et al.* (2006); Godard (2006); Burchfiel *et al.* (2008); Jia *et al.* (2009); Hubbard and Shaw (2009); Hubbard *et al.* (2010); Robert *et al.* (2010a,b).
- De la cartographie de la rupture de surface associée au séisme du 12 Mai 2008 (Dong *et al.*, 2008; Liu-Zeng *et al.*, 2009; de Michele *et al.*, 2009, 2010; Li *et al.*, 2009a; Lin *et al.*, 2009; Xu *et al.*, 2009).
- De résultats de sismique réflexion et réfraction (Jia *et al.*, 2006, 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Hubbard *et al.*, 2010), ainsi que des informations apportées par les données associées au séisme du 12 Mai 2008 (données satellitaires (de Michele *et al.*, 2010, 2009; Shen *et al.*, 2009) ou de localisation des répliques (An *et al.*, 2010; Lemarchand *et al.*, 2008)).

Le fond de carte est constitué des données SRTM dont la partie correspondant aux sédiments quaternaires dans le bassin du Sichuan (entre le front de chaîne du Sud-Ouest des Longmen Shan et l'anticlinal de Longqan Chan) a été fortement exagérée pour permettre de faire ressortir les structures géomorphologiques récentes (cônes d'alluvions et réseau de drainage). Sur ce SRTM, l'image Landsat MrSID convertie en noir et blanc a été drapée, ce qui permet une meilleure observation des structures lithologiques comme les chevrons, notamment dans la région du Songpan Garze.



Cette carte géologique est une base de travail pour l'étude de cette zone et elle permet de mettre en évidence plusieurs points majeurs en ce qui concerne la structuration de la chaîne :

- L'orientation de la chaîne est  $\sim N45$  et elle se situe à la transition entre deux domaines géologiquement contrastés, aussi bien en terme d'âges des sédiments que de déformation les affectant.
- Un système de 3 grandes failles structurent la chaîne (Failles de Wenchuan, de Beichuan et de Guanxian). La bordure Ouest du massif du Pengguan est limitée par la faille de Wenchuan qui se localise dans la vallée de la MinJiang, fortement incisée de direction parallèle à la direction de la chaîne. La faille de Beichuan marque le front topographique de la chaîne et accommode l'exhumation du massif cristallin du Pengguan alors que la faille de Guanxian n'affecte que les sédiments d'avant-pays et ne présente pas une expression morphologique très prononcée.
- La morphologie et la complexité de la zone de cisaillement de Wenchuan qui marque la transition entre les unités du Songpan Garze et les roches d'affinité Yangtze est bien visible.
- Trois principaux massifs cristallins d'âge Néoprotérozoïque affleurent (Massif du Pengguan, Massif du Xuelong Bao et Massif de Tonghua) et 2 granites triasiques sont intrudés dans les flyschs du Songpan Garze.
- Les variations du Nord au Sud de la structure de la chaîne sont bien visibles, notamment en ce qui concerne l'exhumation de massif cristallin ou de la structure de la chaîne d'avant-pays.
- Le massif du Pengguan et sa couverture sédimentaire forment un grand antiforme qui est chevauché par la nappe de Jiunding (sédiments siluriens) ou ses équivalents.

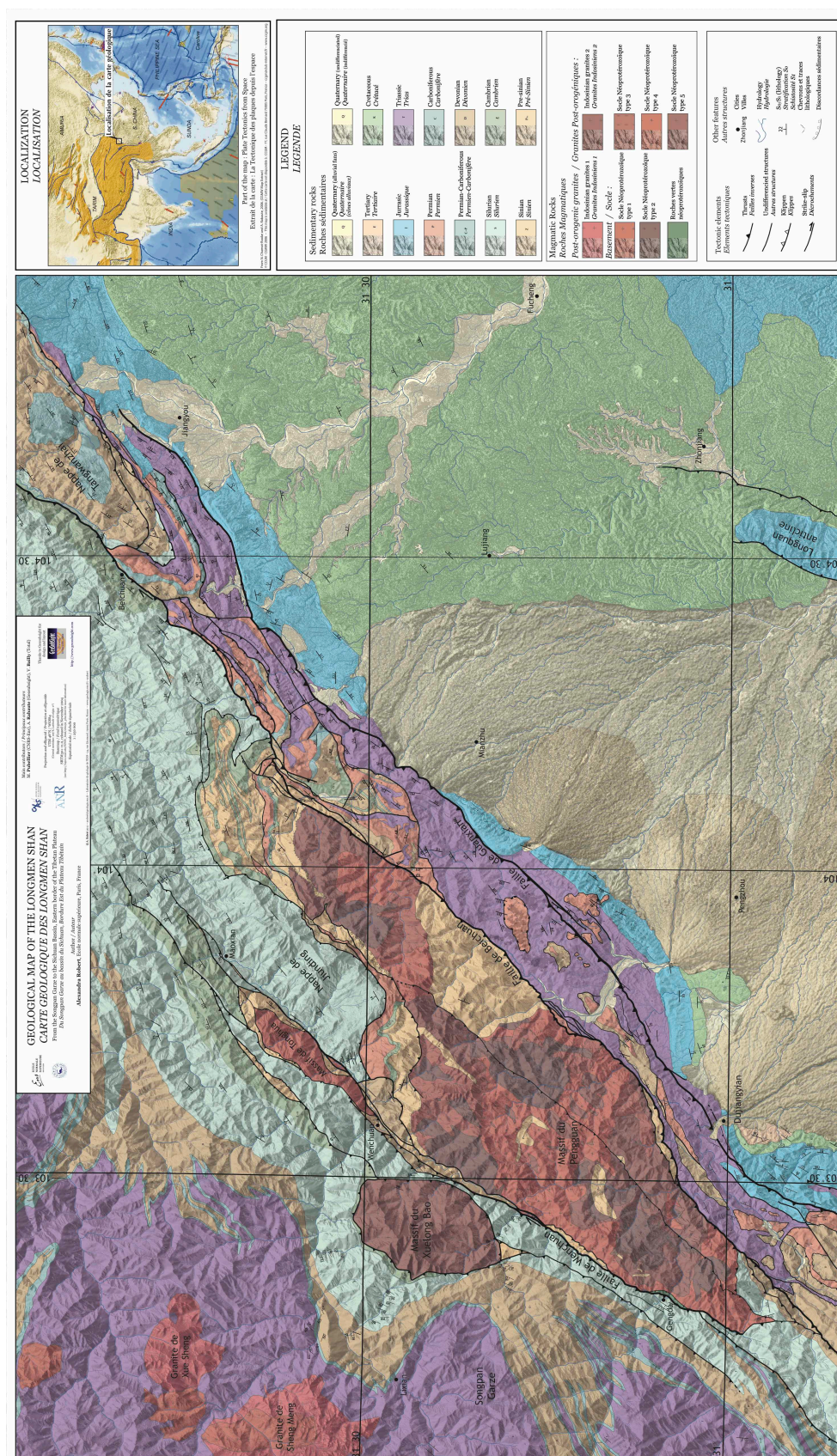


FIGURE 4.35 – Carte géologique de la région des Longmen Shan effectuée au cours de cette thèse. Une carte de plus grande taille est disponible en planche hors texte.

### 4.3.2 Coupes géologiques à travers la chaîne des Longmen Shan

3 coupes géologiques synthétiques à travers la chaîne des Longmen Shan ont été réalisées et mettent en évidence les points suivants (figure 4.36) :

- Il existe un important contraste dans le style de déformation entre les sédiments d’affinité Songpan Garze qui sont intensément plissés et déformés, et ceux d’affinité Yangtze qui présentent principalement des déformations caractérisées par des structures tels des plis de rampe, des plis de décollement ou des chevauchements en rampes et plats.
- Deux types de tectonique peuvent être différenciés : une tectonique pelliculaire et une tectonique affectant le socle.
- Différents niveaux de décollement sont identifiables, en base de la série sédimentaire du Songpan Garze, dans les sédiments siluriens à dévoniens en base des klipptes et le Trias moyen au niveau du front de chaîne et du bassin du Sichuan.
- Ces coupes mettent en évidence la présence d’une zone triangulaire au front de la chaîne.



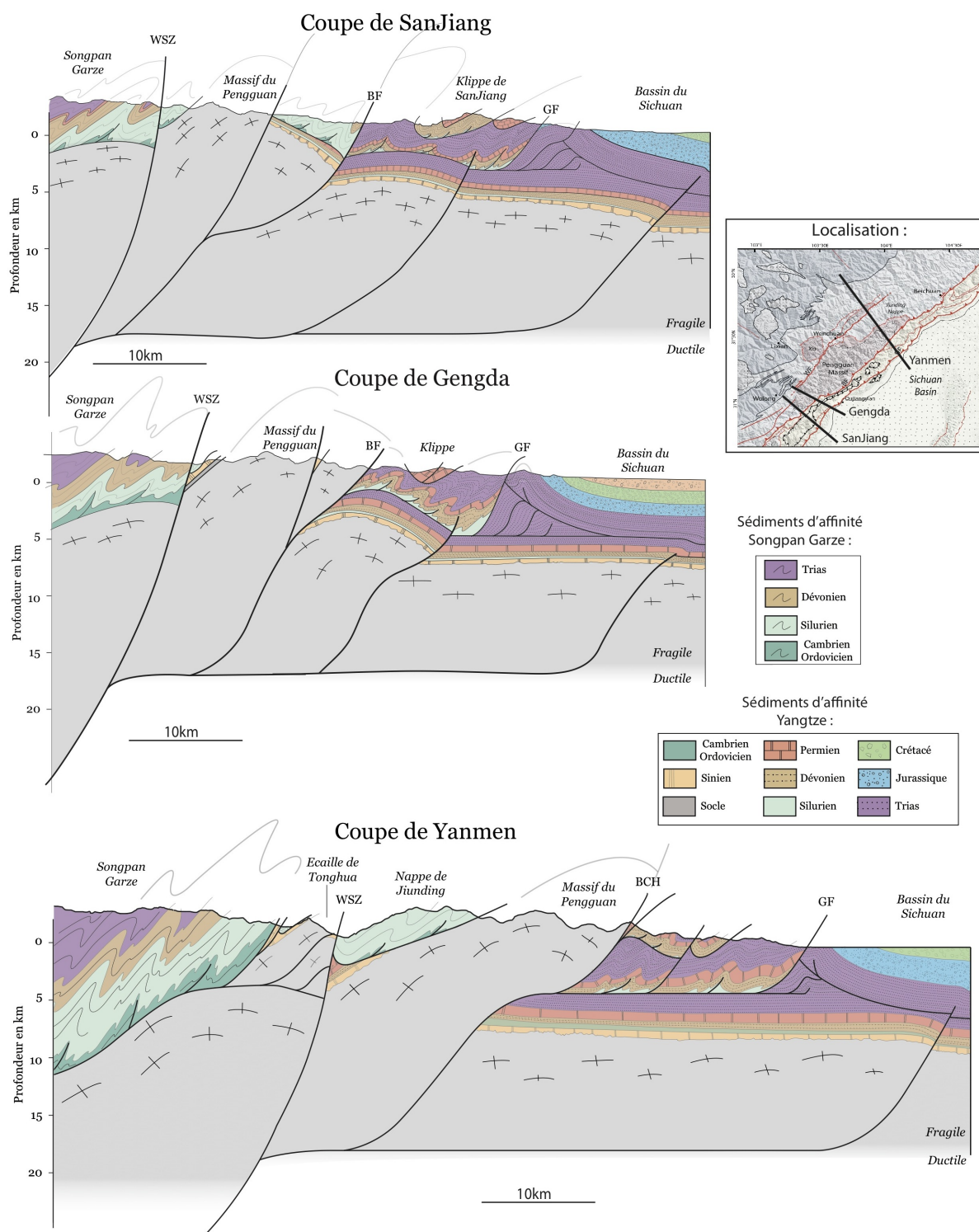


FIGURE 4.36 – Coupes géologiques de la région des Longmen Shan effectuées au cours de cette thèse et schéma de localisation.

### 4.3.3 Cartes des pics de températures et occurrences minéralogiques

Pour contraindre la structure thermique de la chaîne des Longmen Shan, les températures maximales atteintes par plus de 100 échantillons ont été estimées en appliquant la méthode RSCM (Beyssac *et al.*, 2002; Lahfid, 2008).

Une carte des résultats obtenus est présentée sur la figure 4.37. Cet ensemble de données a été acquis avec la collaboration de Xiaowei Wu (M2) et d'Abdeltif Lahfid (Post-doctorant). La méthode décrite par Beyssac *et al.* (2002) permet de calculer les températures maximales atteintes par les échantillons pour des températures comprises entre 330 et 600 °C (Beyssac *et al.*, 2002). Cette gamme de température a ensuite été étendue pour la gamme 160 °C à 330 °C (Lahfid, 2008; Lahfid *et al.*, 2010). La méthode développée pour les plus basses températures a été appliquée lors de cette étude, c'est pour cette raison que les températures indiquées sur la carte 4.37 sont comprises entre 200 à 598 °C.

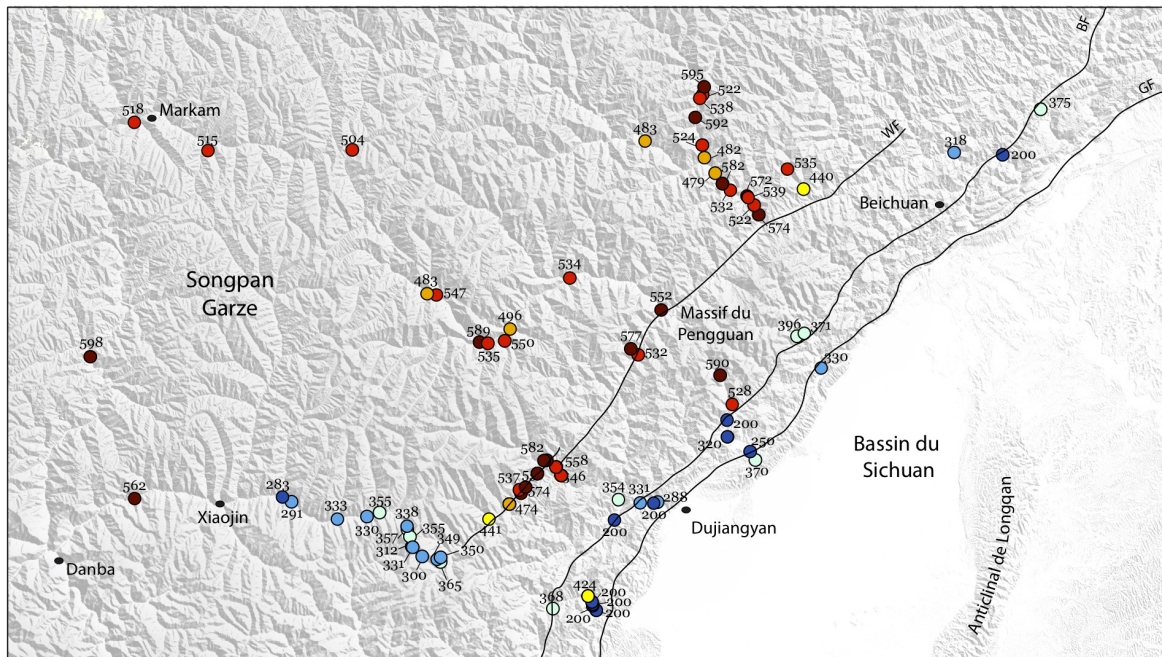


FIGURE 4.37 – Pics de température obtenus dans la région des Longmen Shan à partir de la méthode RSCM, représentés sur les données SRTM. Au premier ordre, un saut de température majeur existe entre les sédiments d'affinité Songpan Garze et ceux de la chaîne d'avant-pays et du bassin du Sichuan. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian.

Le tableau de la figure 4.38 présentent les données obtenues avec la méthode RSCM.



Sample	User	Rock	Longitude	Latitude	n	R2	stdv	T (°C)	1σ (°C)
LM04-25A	A	Sandstone	103.4117	30.7651	2	>0.7		<330	
LM04-25A	B	Sandstone	103.4117	30.7651		>0.7		<330	
LM04-26	A	Sandstone	103.7714	31.1854	2	>0.7		<330	
LM04-26	B	Sandstone	103.7714	31.1854		>0.7		<330	
LM04-27	A	Sandstone	103.4006	30.7782	10	>0.7		<330	
LM04-28	A	Sandstone	103.3996	30.7854	3	>0.7		<330	
LM04-28B	A	Sandstone	103.3996	30.7854	5	>0.7		<330	
LM04-30A	B	Calcareous	103.3875	30.7841		>0.7		<330	
LM04-34A	A	Sandstone	103.2906	30.7850	12	>0.7		<330	
LM04-34A	B	Sandstone	103.2906	30.7850		>0.7		<330	
LM04-39	A	Sandstone	103.5673	31.0258	2	>0.7		<330	
LM04-39	B	Sandstone	103.5673	31.0258		>0.7		<330	
LM04-40	B	Mudstone	103.5295	31.0244		>0.7		<330	
LM04-43	B	Sandstone	103.4687	31.0321				354	
LM04-54	B	Schists	103.3080	31.0875				527	
LM04-55	A	Schists	103.3076	31.0875	12	0.24	0.050	534	6
LM04-56	A	Schists	103.3076	31.0875	10	0.29	0.058	512	8
LM04-57	A	Mudstone	103.3076	31.0875	10	0.20	0.040	551	6
LM04-58	A	Mudstone	103.3076	31.0875	12	0.25	0.060	528	8
LM04-59	A	Schists	103.3076	31.0875	11	0.24	0.035	533	5
LM04-65	B	Schists	103.2930	31.1079				560	
LM04-66	B	Schists	103.2930	31.1079				546	
LM04-67	A	Schists	103.2666	31.1232	11	0.20	0.057	551	8
LM04-67	B	Schists	103.2666	31.1232				564	
LM04-68	B	Schists	103.2592	31.1226				582	
LM04-69	B	Schists	103.2420	31.0911				558	
LM04-70A	A	Schists	103.1642	31.0164	13	0.34	0.045	491	6
LM04-70B	A	Schists	103.1642	31.0164	10	0.37	0.040	475	6
LM04-70B	B	Schists	103.1642	31.0164				490	
LM04-71B	A	Schists	103.0000	30.9000	3	0.50	0.017	417	4
LM04-71B	B	Schists	103.0000	30.9000				413	
LM04-72	B	Schists	102.9759	30.8732				365	
LM04-73	B	Schists	102.9664	30.8808				349	
LM04-76	A	Schists	102.8943	30.9109	5	>0.7		<330	
LM04-76	B	Schists	102.8943	30.9109		>0.7		<330	
LM04-77	A	Schists	102.8813	30.9518	10	0.64	0.009	357	1
LM04-78	A	Schists	102.8028	30.9915	10	0.64	0.010	354	1
LM04-79	A	Schists	102.7677	30.9811	10	>0.7		<330	
LM04-79	B	Schists	102.7677	30.9811		>0.7		<330	
LM04-80	A	Schists	102.8859	30.9732	12	0.64		<330	
LM04-80	B	Schists	102.8859	30.9732		>0.7		<330	
LM04-81	A	Schists	102.5665	31.0128	14	>0.7		<330	
LM04-81	B	Schists	102.5665	31.0128		>0.7		<330	
LM04-82	A	Schists	102.5315	31.0231	15	>0.7		<330	
LM04-82	B	Schists	102.5315	31.0231		>0.7		<330	
LM04-86	A	Schists	102.1189	31.0112	10	0.18	0.059	560	8
LM04-86	B	Schists	102.1189	31.0112				562	
LM04-118A	A	Schists	102.0471	31.2846	11	0.19	0.068	554	9
LM04-121	A	Schists	101.9845	31.3482	10	0.05	0.040	619	6
LM04-121	B	Schists	101.9845	31.3482				599	
LM04-130	B	Schists	102.3000	31.8500				515	
LM04-134	B	Schists	102.7060	31.8801				504	
LM04-136	B	Schists	102.8500	31.5152				547	
LM04-138	B	Schists	103.0736	31.4048				589	
LM04-140	B	Schists	103.3230	31.7611				534	
LM04-144	B	Schists	103.8518	31.7191				574	
LM04-145	B	Schists	103.8181	31.7640				572	
LM04-166	A	Calcareous	104.4495	32.6647	10	0.46	0.036	438	5
LM04-175	B	Calcareous	103.7830	31.2634				528	
LM04-194	B	Calcareous	103.7486	31.3333				590	
LM04-198	B	Sandstone	103.8496	31.1308				370	
LM04-205B	B	Calcareous	104.0313	31.3525				396	15
LM04-207	B	Sandstone	103.9831	31.4358				371	
LM04-208	B	Sandstone	103.9825	31.4287				396	
LM04-212B	A	Schists	103.5786	31.0288	15	0.61		<330	
LM04-226	B	Schists	103.5813	31.4878				552	
LM04-233	B	Schists	103.5180	31.3792				532	
LM07-05	A	Sandstone	103.4584	30.9821	2	>0.7		<330	
LM07-13	A	Schists	103.3041	31.0958	10	0.27	0.079	512	8
LM07-15A	A	Schists	103.2970	31.0980	12	0.16	0.067	572	9
LM07-16A	A	Calcareous	103.8508	31.7031	10	0.21	0.073	538	7
LM07-81	A	Sandstone	103.8586	31.7426	10	0.27	0.064	522	9
LM07-82B	A	Schists	103.8217	31.7603	11	0.23	0.063	539	11
LM07-83A	A	Schists	103.7715	31.7773	13	0.25	0.055	531	8
LM07-84A	A	Schists	103.7486	31.7932	10	0.16	0.070	568	10
LM07-84B	A	Schists	103.7486	31.7932	12	0.10	0.048	596	7
LM07-90A	A	Calcareous	104.4001	31.8727	4	>0.7		<330	
LM07-90C	A	Calcareous	104.4001	31.8727	9	0.63		<330	
LM07-92A	A	Calcareous	104.5364	31.8680	3	>0.7		<330	
LM07-102	A	Schists	103.7485	31.7932	10	0.32	0.051	500	7
LM07-103	A	Schists	103.7275	31.8185	10	0.37	0.045	478	6
LM07-103A	A	Schists	103.7275	31.8185	10	0.26	0.100	540	10
LM07-104A	A	Schists	103.6969	31.8545	10	0.31	0.064	504	9
LM07-104B	A	Schists	103.6969	31.8545	7	0.33	0.081	482	5
LM07-105	A	Schists	103.7082	31.8674	10	0.19	0.063	557	9
LM07-106	A	Schists	103.7194	32.0802	10	0.16	0.066	572	9
LM07-110A	A	Schists	103.6820	31.9977	10	0.25	0.055	528	8
LM07-112	A	Schists	103.6902	31.8849	10	0.26	0.032	524	5
LM07-127	A	Schists	103.7711	31.1856	10	>0.7		<330	
LM07-128	A	Schists	103.7696	31.2882	11	>0.7		<330	
LM07-129	A	Schists	103.7731	31.1727	10	>0.7		<330	
LM07-165	A	Schists	103.1921	31.0520	10	0.19	0.065	555	9
LM07-165	B	Schists	103.1921	31.0520				537	
LM07-165b	A	Schists	103.1921	31.0520	10	0.29	0.052	513	7
LM07-167B	A	Schists	103.1094	30.9800	12	0.45	0.041	441	5
LM07-169	A	Schists	103.2086	31.0577	10	0.24	0.059	533	8
LM07-169	B	Schists	103.2086	31.0577				550	
LM07-169b	A	Schists	103.2086	31.0577	5	0.19	0.038	558	8
LM07-171	A	Schists	103.2468	31.0928	10	0.17	0.077	564	11
LM07-205B	A	Schists	103.4870	31.3938	7	0.14	0.097	596	9
LM07-205B	A	Schists	103.4870	31.3938				577	
LM07-209	A	Schists	103.4143	31.3116	2	0.33	0.029	494	9
LM09-216	A	Sandstone	103.5301	31.8927	10	0.36	0.057	483	8
LM09-221C	A	Schists	103.5970	31.8278	10	0.23	0.053	535	8
LM09-227	A	Schists	103.9766	31.7817	10	0.43	0.076	440	6
SCO-07	A	Schists	103.3690	30.7966	2	>0.7		<330	
SCO-26A	A	Schists	103.7714	31.1854	3	>0.7		<330	
SCO-26B	A	Schists	103.7714	31.1854	3	>0.7		<330	
SCO-27	A	Schists	103.8347	31.1503	4	>0.7		<330	
SCO-31	A	Schists	103.9829	31.4450	9	0.55		<330	
SG07-19C	A	Schists	102.9755	30.8863	10	0.64	0.019	356	3
SG07-21	A	Schists	102.9242	30.8881	10	>0.7		<330	
SG07-23	A	Sandstone	102.8974	30.9092	5	0.64		<330	
SG07-24	A	Schists	102.8886	30.9342	11	0.66	0.005	355	2
SG07-25	A	Schists	102.8602	30.9982	10	0.65	0.016	338	6
SG07-63	A	Schists	102.9244	31.5179	10	0.35	0.037	483	5
SG07-65	A	Schists	103.0966	31.4019	10	0.24	0.092	561	8
SG07-66	A	Schists	103.1438	31.4088	9	0.17	0.072	563	11
SG07-67A	A	Schists	103.1586	31.4388	9	0.33	0.048	496	7

FIGURE 4.38 – Tableau regroupant les températures maximales calculées à partir de la méthode RSCM.

Pour en faciliter l'interprétation, une interpolation des données de maxima thermiques a été effectuée et est présentée sur la figure 4.39

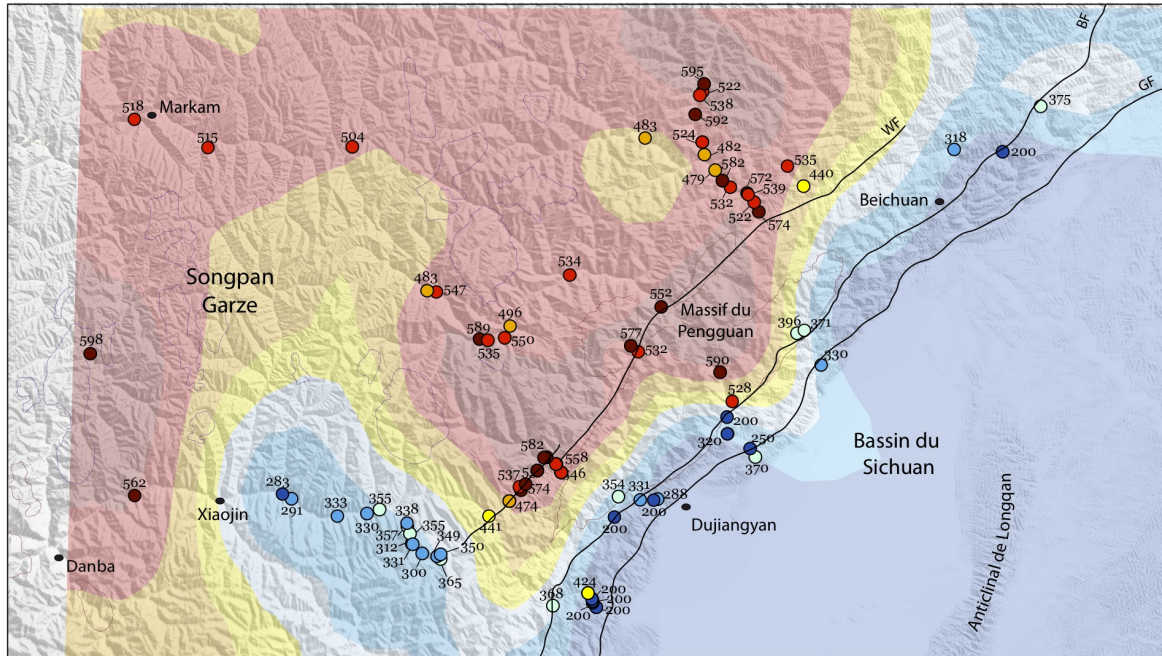


FIGURE 4.39 – Pics de températures obtenus dans la région des Longmen Shan à partir de la méthode RSCM, représentés sur le SRTM 3" de la région et interpolé avec une méthode de kriging. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian

Plusieurs observations peuvent être faites :

- Il existe un contraste très net de températures entre les sédiments du bassin du Sichuan (températures majoritairement  $\leq 300^{\circ}\text{C}$ ) et ceux du Songpan Garze (températures  $500^{\circ}\text{C}$ , à corrélérer avec l'important contraste de déformation observé sur la carte et les coupes géologiques.
- Globalement, les températures dans l'unité du Songpan Garze sont élevées même en s'éloignant de la zone frontale, ce qui est atypique.
- Au Sud du Songpan Garze, entre Wolong et Xiaojin, une zone de relativement faibles températures est observée.
- Il y a peu de données disponibles entre les failles de Beichuan et de Wenchuan, et les 2 points donnant une température supérieure à  $500^{\circ}\text{C}$  dans le massif du Pengguan ont été estimés dans des sédiments métamorphiques pré-siniens (Pthn). Le saut de température estimé est probablement localisé sur la faille de Wenchuan.
- Les températures les plus élevées ont été déterminées dans la zone de cisaillement de Wenchuan.

A partir des échantillons collectés et des observations de terrains, des cartes d'occurrences minéralogiques ont été effectuées. Les occurrences de minéraux ont été superposées à l'interpolation des maximas thermiques, afin de mettre en évidence des corrélations. La majorité des roches des Longmen Shan présentent des occurrences de chlorites et phengites comme l'atteste la carte d'occurrence de ces minéraux (figure 4.40)

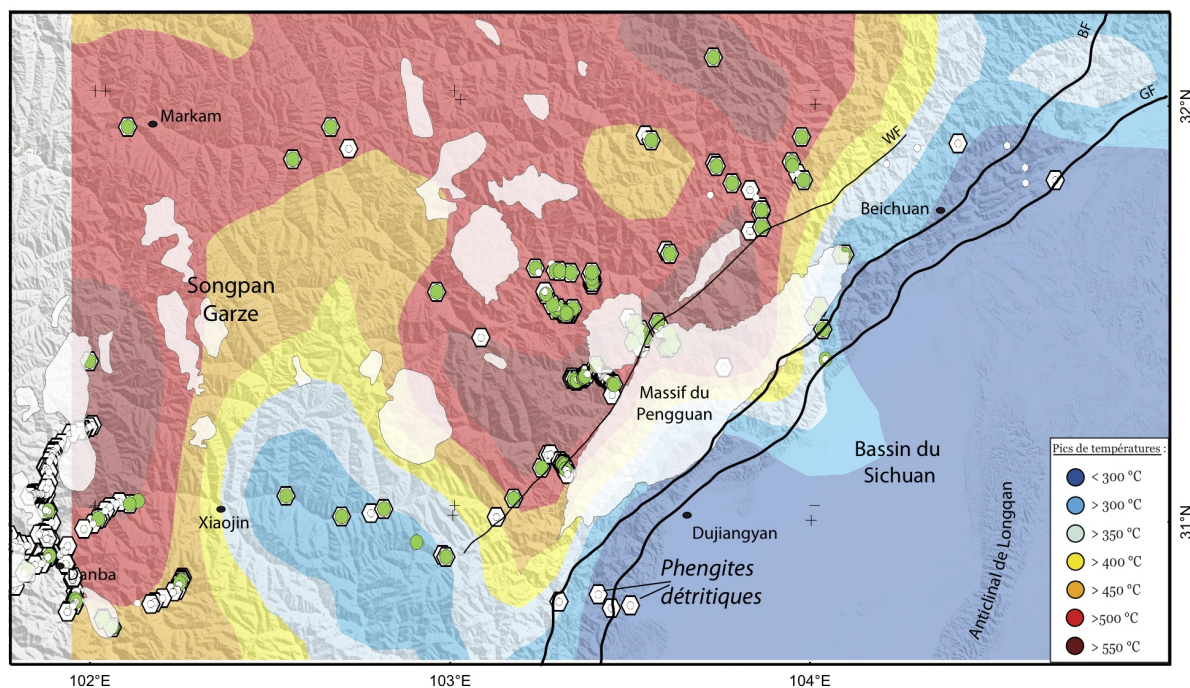


FIGURE 4.40 – Interpolation des pics de températures obtenus par la méthode RSCM et localisation des occurrences de chlorites (en vert) et de micas blancs (en blanc) dans nos échantillons. La majorité des échantillons de la région des Longmen Shan sont métamorphisés dans le faciès schiste vert. Les zones blanches représentent les affleurement de socle ou de granites, dans lesquelles nous n'avons pas estimé la température maximale atteinte. Les micas observés dans le bassin du Sichuan sont des micas détritiques. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian.

Les occurrences de biotites sont reportées sur la carte d'interpolation des maxima thermiques. Il y a une très bonne corrélation entre la présence de biotite et l'isotherme  $500^{\circ}\text{C}$ , ce qui suggère que la cristallisation des biotites est associée au pic thermique ayant affecté la chaîne, et particulièrement pour les sédiments d'affinité Songpan Garze.

Enfin, la localisation des échantillons présentant des grenats montre que l'isograde du grenat n'a été atteint que dans la zone de cisaillement de Wenchuan et au niveau du complexe métamorphique de Danba (figure 4.42).

L'observation de la structure thermique de la chaîne corrélée aux occurrences minéralogiques montre donc que 2 domaines d'évolution et de structures thermiques contrastées



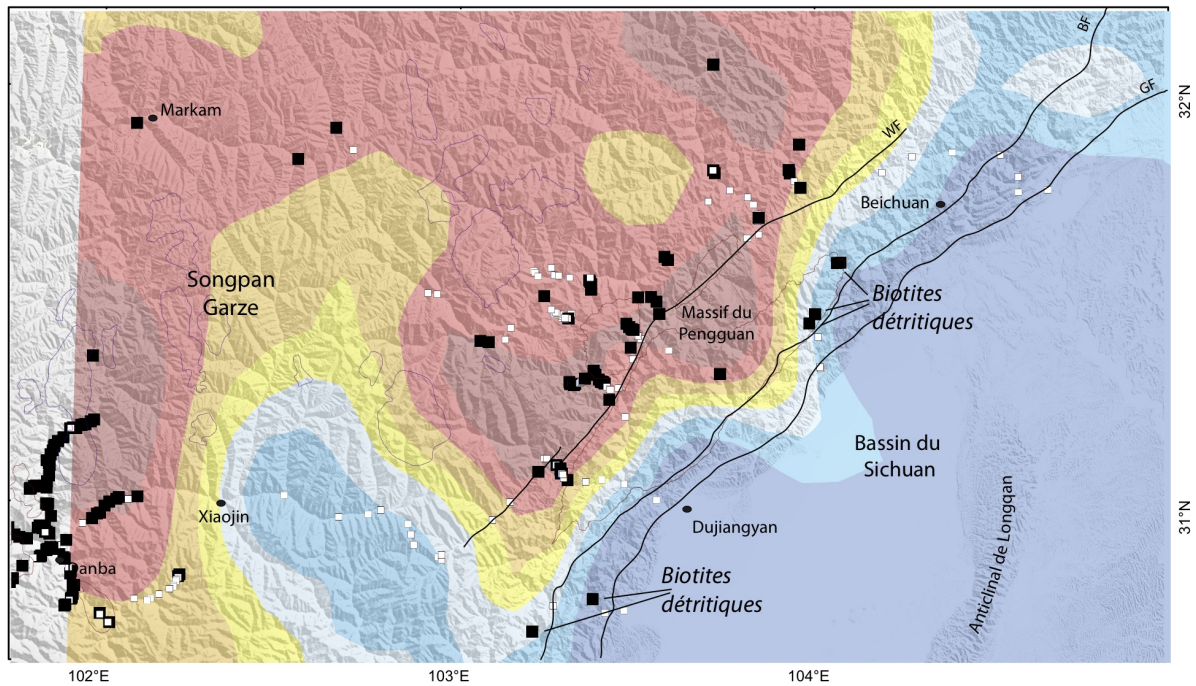


FIGURE 4.41 – Interpolation des pics de températures obtenus par la méthode RSCM et localisation des occurrences de biotites dans nos échantillons. Les carrés noirs localisent les échantillons contenant de la biotite alors que les carrés blancs représentent les échantillons dépourvus de biotite. La forte corrélation entre l'isotherme  $\sim 500\text{ }^{\circ}\text{C}$  et la présence de biotites est interprétée comme étant associée au pic thermique ayant affecté la chaîne. Les biotites observées dans la chaîne d'avant-pays sont détritiques. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian.

s'opposent par l'intermédiaire de la chaîne des Longmen Shan. Le saut de Moho et le saut topographique observés semblent donc correspondre à un saut métamorphique important. De nombreuses questions se posent au sujet de ces structures thermiques auxquelles des études locales pourraient répondre :

- A quelle phase de déformation peut-on attribuer les zones de hautes températures ?
- Comment expliquer la persistance de températures élevées loin du front de chaîne ?
- Comment expliquer les zones d'exhumation maximale, marquées par la présence de grenats et les maxima des pics thermiques atteints ?
- Comment expliquer les hétérogénéités thermiques entre les zones Nord et Sud dans les sédiments du Songpan Garze ?

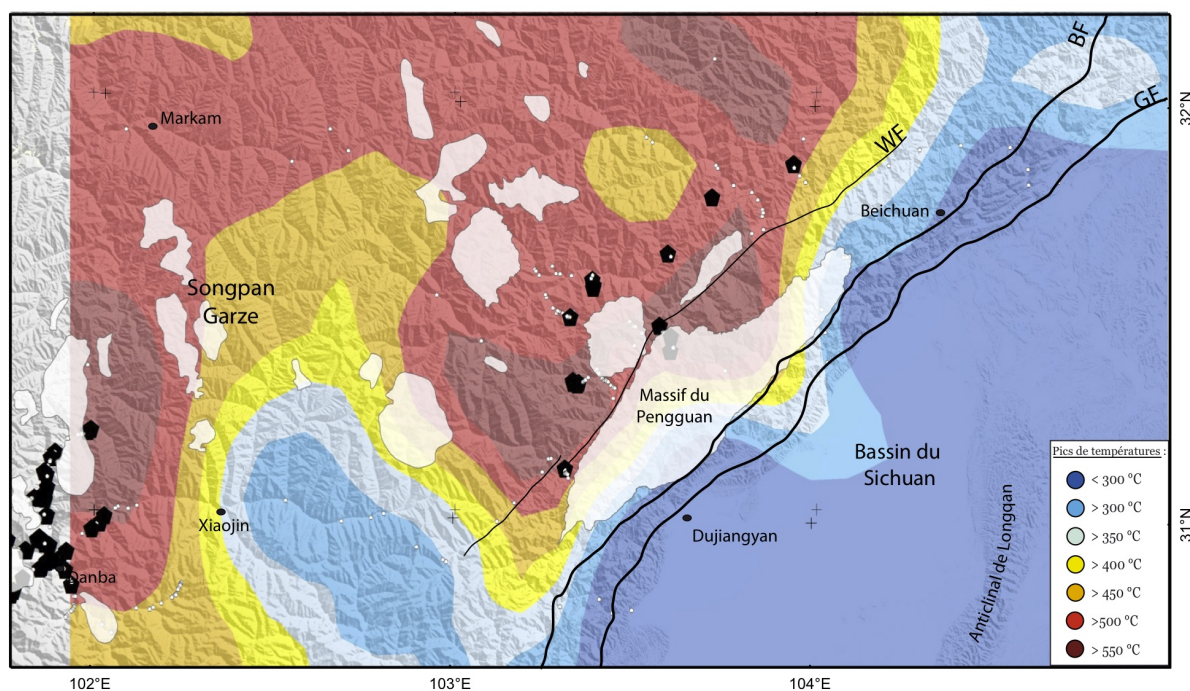


FIGURE 4.42 – Interpolation des pics de températures obtenus par la méthode RSCM et localisation des occurrences de grenats dans nos échantillons. Les pentagones noirs localisent les échantillons contenant des grenats alors que les pentagones blancs représentent les échantillons dépourvus de grenat. Les échantillons présentant des grenats dans leur paragenèse sont localisés dans la zone de cisaillement de Wenchuan et au niveau du complexe métamorphique de Danba. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian.



#### 4.3.4 Carte des directions structurales de la région des Longmen Shan

Les missions de terrains effectuées dans les Longmen Shan ont permis de collecter des mesures structurales dans l'ensemble de la zone (figure 4.43).

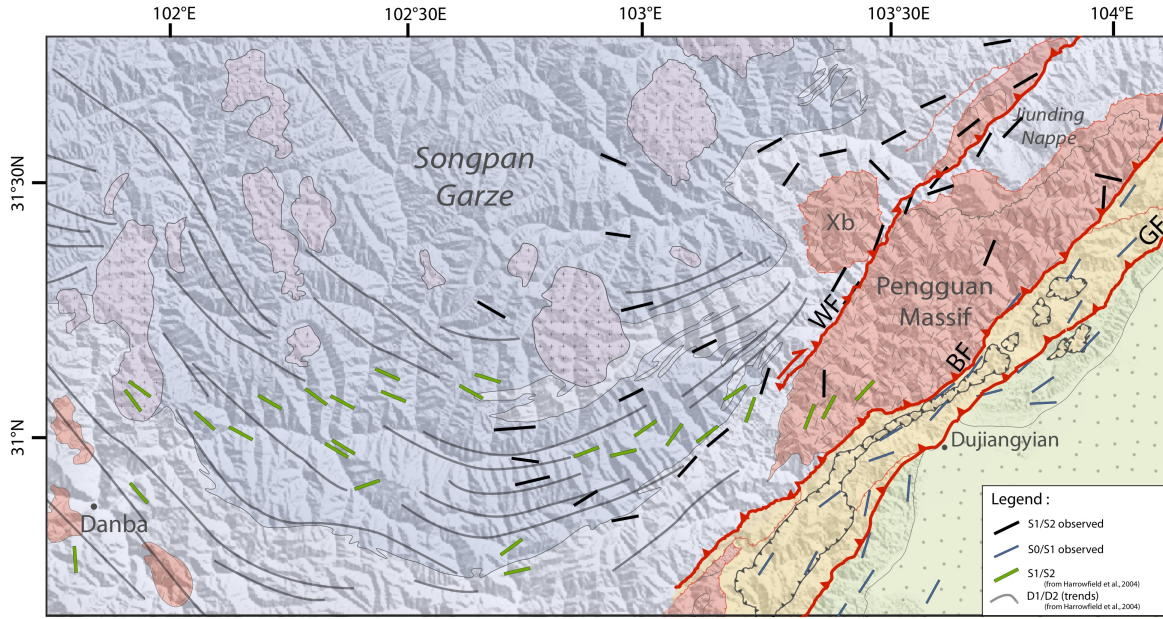


FIGURE 4.43 – Orientations des  $S_0/S_1$  et des  $S_1/S_2$  dans la chaîne des Longmen Shan représentées sur le schéma structural simplifié drapé sur les données SRTM. Les données publiées d'Harrowfield and Wilson (2005) sont représentées (figure de Robert *et al.* (2010a)).

On observe une virgation des structures du Songpan Garze et une parallélisation de ces structures par rapport à l'axe de la chaîne à proximité des Longmen Shan. Les structures de cette chaîne vont être décrites de l'Est vers l'Ouest et pour chaque structure, les variations latérales seront étudiées du Sud au Nord.

## 4.4 Le bassin du Sichuan et la chaîne d'avant-pays

Le front de la chaîne des Longmen Shan est caractérisé par un gradient topographique élevé, comme l'atteste la photographie du front de chaîne (figure 4.44). Ce fort gradient topographique est une conséquence directe du faible développement de la chaîne d'avant-pays, qui présente une largeur maximale de 18km, dans la partie centrale de la chaîne.

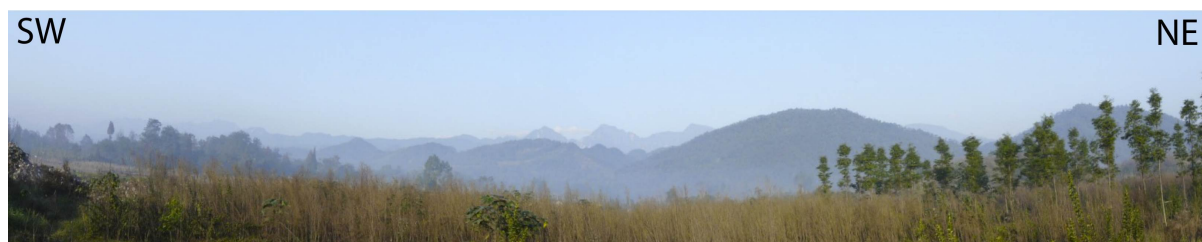


FIGURE 4.44 – Photographie du front de la chaîne des Longmen Shan prise à environ 400m du front de la chaîne. On observe des hauts reliefs en arrière-plan.

Plusieurs études de sismique réflexion ont mis en évidence la présence d'une zone triangulaire au front de la chaîne. Cette observation a été supportée par les études RADAR et de corrélation sub-pixels de données InSAR qui ont mis en évidence l'activation d'un chevauchement aveugle au front de la chaîne lors du séisme du Sichuan (Shen *et al.*, 2009; de Michele *et al.*, 2009, 2010). Cependant, la présence d'une zone triangulaire n'est pas la seule hypothèse pour expliquer l'activation d'un chevauchement aveugle lors du séisme du Sichuan.

#### 4.4.1 Zone triangulaire au front des Longmen Shan

Les premiers reliefs des Longmen Shan correspondent à des sédiments du bassin du Sichuan (d'âges éocènes à jurassiques) et présentent un pendage fort (compris entre  $40^\circ$  et  $85^\circ$ ) vers le bassin comme l'atteste la coupe au front de Sheng Yuan (figure 4.45, localisée comme la coupe 4 sur la figure 4.48).

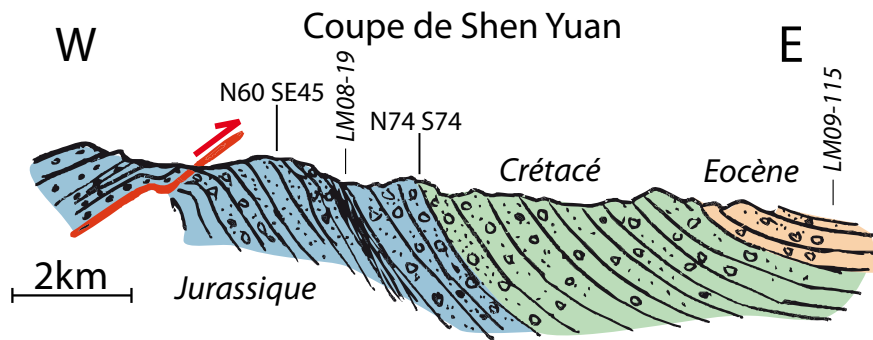


FIGURE 4.45 – Coupe géologique de ShengYuan mettant en évidence les couches sédimentaires du bassin du Sichuan redressées au niveau du front de chaîne. Cette structuration est typique des zones triangulaires. Localisation : coupe 4 de la figure 4.48.

Aux arrêts LM09-115 et LM08-19, les conglomérats jurassiques et tertiaires sont redressés, et présentent des pendages vers le SE (figure 4.46).

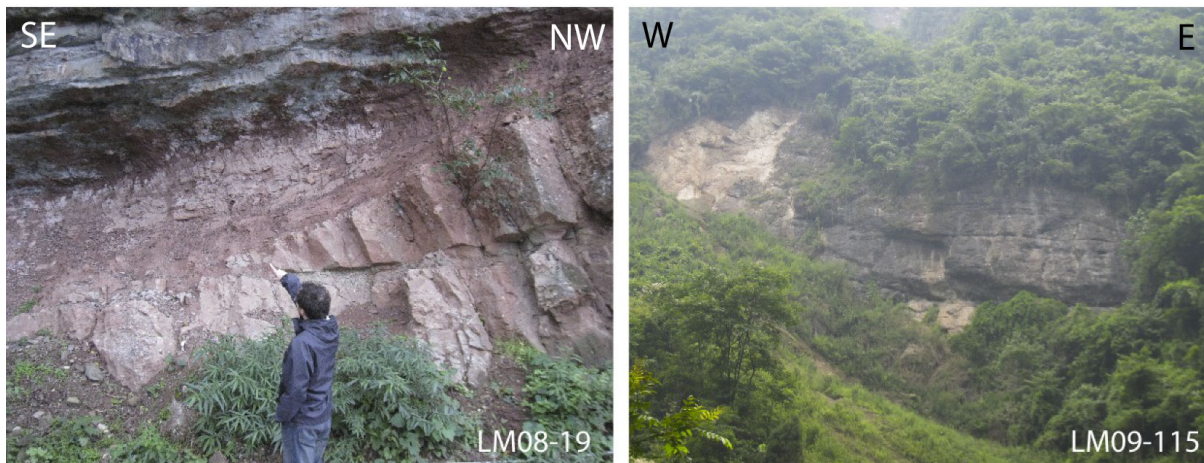


FIGURE 4.46 – Photographies aux arrêts GPS LM09-115 et LM08-19 localisés sur la coupe 4.45. a) A l'arrêt LM08-19 : observation d'un chenal basculé dans les conglomérats et micro-conglomérats jurassiques. b) Arrêt LM09-115, au front de la chaîne, les conglomérats tertiaires sont basculés ( $S_0 \sim N35E22$ ).

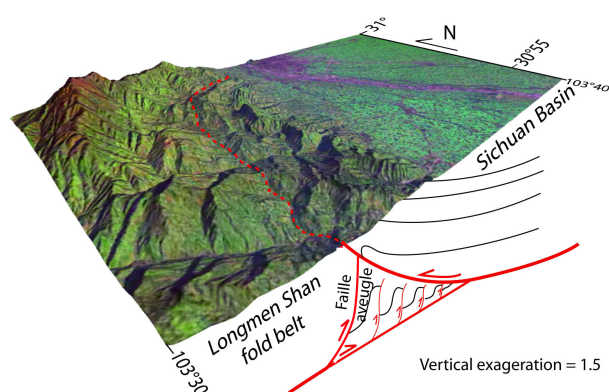


FIGURE 4.47 – Schématisation en 3 dimensions de la zone triangulaire dans la zone de Shenyuan (au Sud des Longmen Shan). Le soulèvement de la bordure du bassin se fait passivement.

Cette caractéristique est typique des zones triangulaires ou de duplex, un système de faille aveugle superpose des écaïlles sous le bassin, ce qui entraîne une exhumation passive des bordures du bassin par l'intermédiaire d'un chevauchement aveugle (figure 4.47).

Ces observations de surface sont confirmées par plusieurs études de sismique réflexion menées à travers la chaîne (figure 4.48) (Liu *et al.*, 2006; Jia *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2007b; Jia *et al.*, 2009; Wenzheng *et al.*, 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Hubbard *et al.*, 2010; Wenzheng *et al.*, 2010).

La figure 4.48 présente 4 lignes sismiques localisées sur la carte géologique du front de chaîne (rotation de 45° par rapport au Nord). Toutes ces lignes

sismiques mettent en évidence des chevauchements aveugles entraînant une surrection de la bordure du bassin du Sichuan. Les niveaux évaporitiques de Trias moyen constituent le niveau de décollement principal dans le bassin du Sichuan.

Certains auteurs considèrent un enracinement rapide jusqu'à ~15km du niveau de décollement de la zone triangulaire (Jia *et al.*, 2006, 2009) alors que d'autres auteurs proposent que la déformation affectant la chaîne d'avant-pays soit associée à une propagation superficielle vers l'Est du front chaîne. (Hubbard and Shaw, 2009; Hubbard *et al.*, 2010).

Le séisme du Sichuan a permis de reconstituer la géométrie en 3 dimensions du système de failles structurant la chaîne d'avant-pays et l'hypothèse de chevauchement de type pelliculaire est privilégiée (Li *et al.*, 2010b; Hubbard *et al.*, 2010).



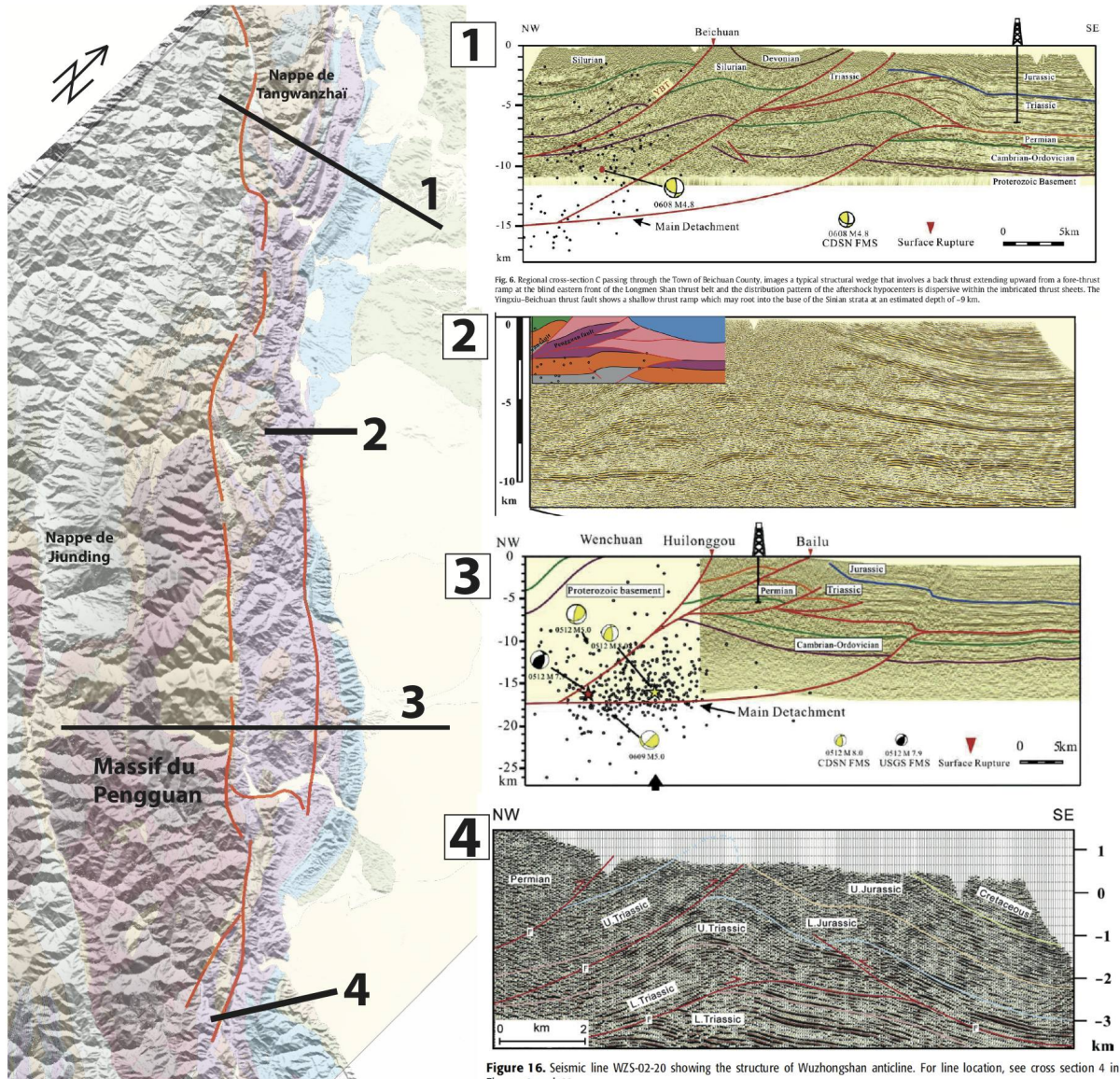


Figure 16. Seismic line WZS-02-20 showing the structure of Wuzhongshan anticline. For line location, see cross section 4 in Figures 1 and 11.

FIGURE 4.48 – Compilation de lignes sismiques imageant la zone triangulaire. La localisation de ces lignes est reportée sur la carte géologique éclaircie (rotation de  $45^\circ$ ). (Liu *et al.*, 2006; Jia *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2007b; Jia *et al.*, 2009; Wenzheng *et al.*, 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Hubbard *et al.*, 2010).



### 4.4.2 La chaîne d'avant-pays des Longmen Shan

Une des particularités de cette chaîne d'avant-pays est la présence d'une ceinture de klippes dans la zone centrale des Longmen Shan, alors que la zone Nord est caractérisée par la présence d'une nappe formant une grande synforme : la nappe de Tangwanzhai.

Cette chaîne d'avant pays peut-être divisée en deux grands ensembles sédimentaires affleurant à des positions structurales différentes (figure 4.49). Le groupe supérieur, constitué de sédiments d'âges sinien à triasiques, affleurant sous forme d'écailles, de nappes ou de klippes forme les sédiments les plus anciens. Ces sédiments sont structuralement au dessus des sédiments du groupe inférieur, constitués de sédiments continentaux triasiques à éocènes.

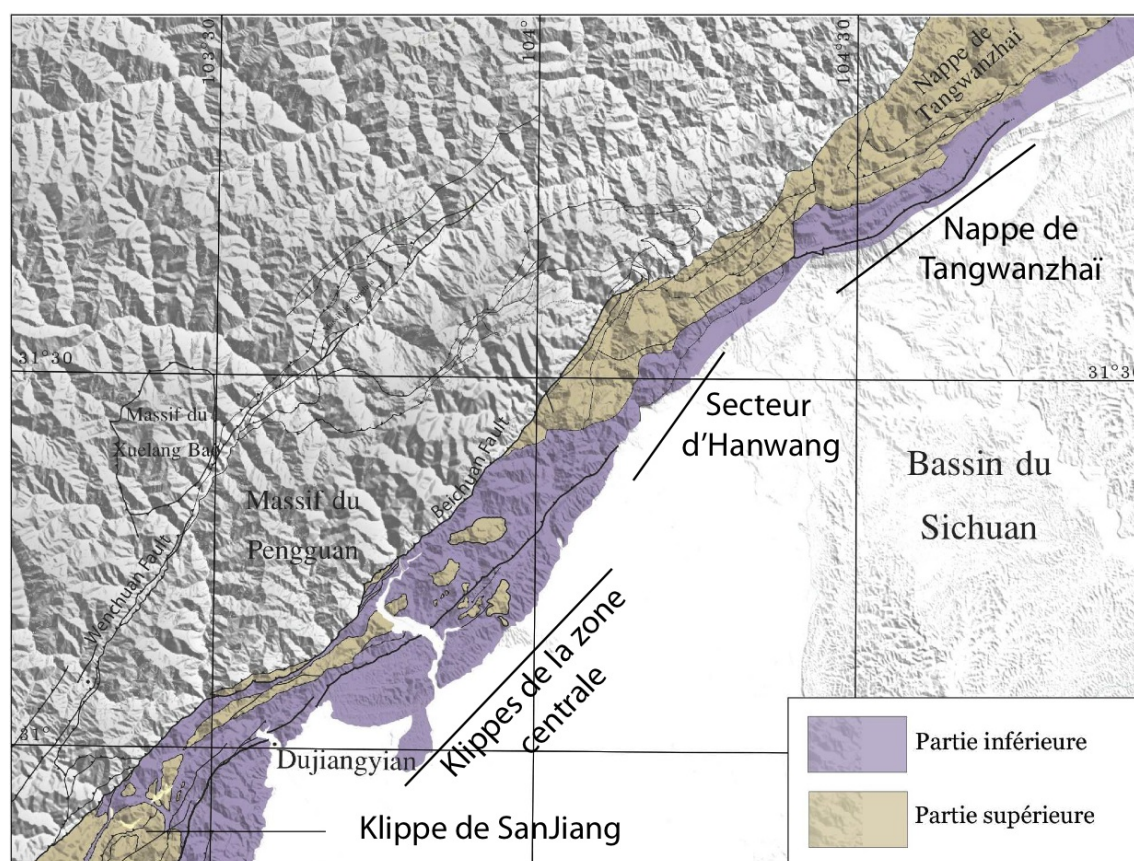


FIGURE 4.49 – Carte indiquant la répartition géographique des deux grands groupes structuraux constituant la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan. La localisation des 4 zones qui seront étudiées dans la partie suivante est indiquée.

La chaîne d'avant-pays des Longmen Shan présente donc des variations latérales importantes. Dans cette partie, nous allons détailler quatre zones clés de la chaîne d'avant-pays pour répondre à plusieurs questions :

- Comment se fait le contact entre les deux groupes formant la chaîne d'avant-pays ?
- Comment expliquer la variabilité des structures tectoniques du groupe supérieur du Sud au Nord de la chaîne ?
- Quand et comment s'est structurée la chaîne d'avant-pays et d'où proviennent les klippes ?

### La klippe de SanJiang au Sud

Le secteur présenté dans ce paragraphe se situe à proximité du village de SanJiang, au Sud de la chaîne des Longmen Shan (localisation figure 4.49).

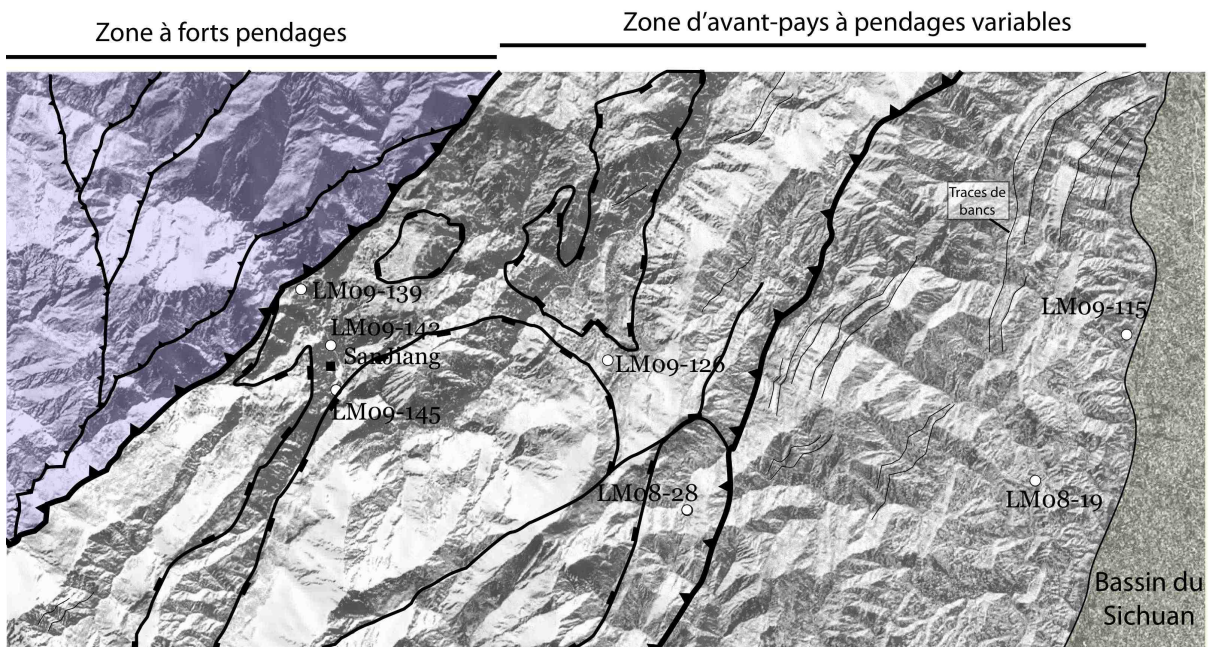


FIGURE 4.50 – Image LANDSAT MrSID drapée sur les données SRTM dans le secteur de SanJiang, au Sud des Longmen Shan. Les grandes failles sont reportées, ainsi quelques tracés de bancs. Trois zones peuvent être distinguées : la bassin du Sichuan et son relief faible, la chaîne d'avant-pays présentant des variations de pendages et les zones plus internes formées par des bancs fins redressés.

Sur l'image Landsat MrSID drapée sur les données SRTM, il est possible de distinguer 3 grandes zones dans ce secteur (figure 4.50) :

- Le bassin du Sichuan à l'Est est caractérisé par son absence de relief.
- La chaîne d'avant pays formée de couches présentant des bancs épais, plissés et aux pendages variables.



- La zone occidentale, à l'Ouest de la faille de Beichuan, où les pendages des couches sont plus importants et les bancs plus fins.

La limite occidentale de la chaîne d'avant pays est marquée par une vallée de direction  $\sim N30$ , correspondant à la faille de Beichuan. Cette faille sépare donc la chaîne d'avant-pays des sédiments d'affinité Songpan Garze qui sont principalement d'âge Silurien dans cette zone.

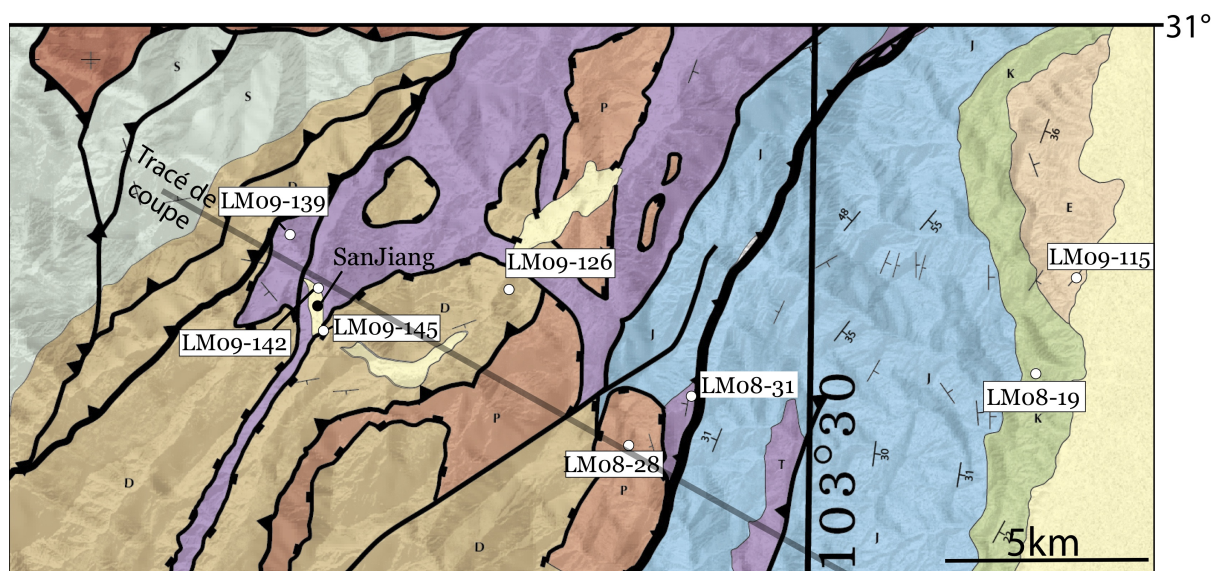


FIGURE 4.51 – Carte géologique drapée sur les données SRTM et Landsat de la chaîne d'avant-pays à proximité du village de SanJiang. Les localisations des points GPS présentés dans la suite de cette partie sont reportés sur cette carte.

Plusieurs points sont mis en valeur par la carte géologique du secteur de SanJiang (figure 4.51) et la coupe géologique correspondante (figure 4.52) :

- Le groupe supérieur est constitué de sédiments dévoniens et permien.
- A l'inverse, le groupe inférieur est formé de sédiments d'âges triasique à tertiaire.
- Les sédiments du groupe supérieur sont écaillés et plissés et plusieurs klippes sont observées.
- Les sédiments tertiaires d'âge Eocène sont basculés et présentent un pendage vers le bassin, ce qui indique une phase de déformation postérieure à l'Eocène, correspondant probablement à l'activation de la zone triangulaire présentée dans la partie précédente.

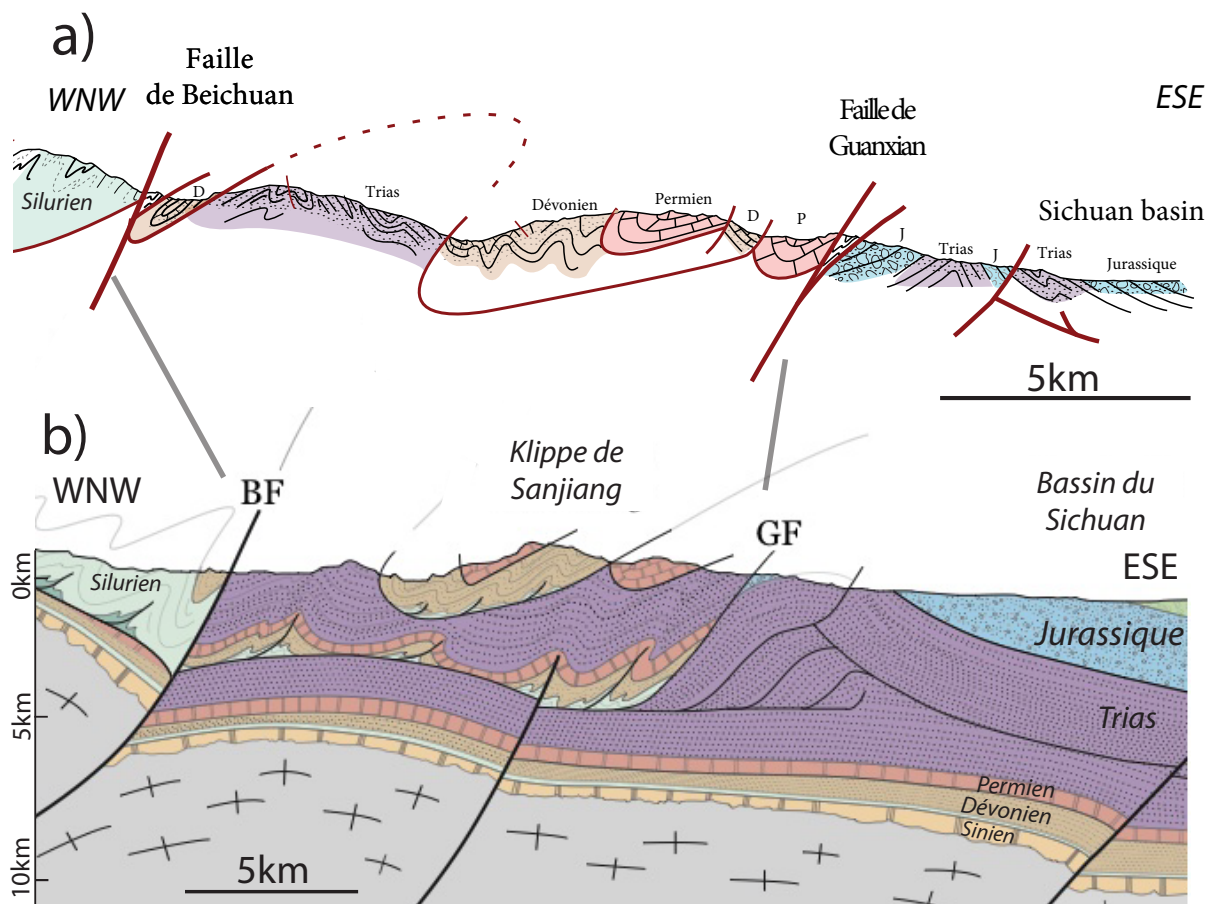


FIGURE 4.52 – Coupes géologiques d'orientation NW-SE à travers la chaîne d'avant-pays, dans le secteur de SanJiang a) Coupe géologique de terrain dans le secteur de SanJiang b) Coupe géologique interprétée en profondeur. Ces coupes mettent en évidence une première phase de déformation de type thin-skin ensuite affectée par des déformations de type thick-skin.

**Comment se fait le contact entre les groupes supérieurs et inférieurs ?**

Les sédiments triasiques du groupe inférieur sont affectés par de grands plis déversés et des cisaillements à proximité du contact alors que les épaisses séries de calcaires permien du groupe supérieur plissés sont moins déformées et présentent des pendages plus faibles.

A l'arrêt LM08-31, les sédiments triasiques à niveaux riches en matière organique appartiennent au groupe inférieur et sont fortement déformés, en conséquence de la proximité du contact avec les sédiments du groupe supérieur (figure 4.53).

A l'arrêt LM08-28, les sédiments permien du groupe supérieur se présentent sous forme de bancs carbonatés blancs, épais, massifs et relativement peu déformés.

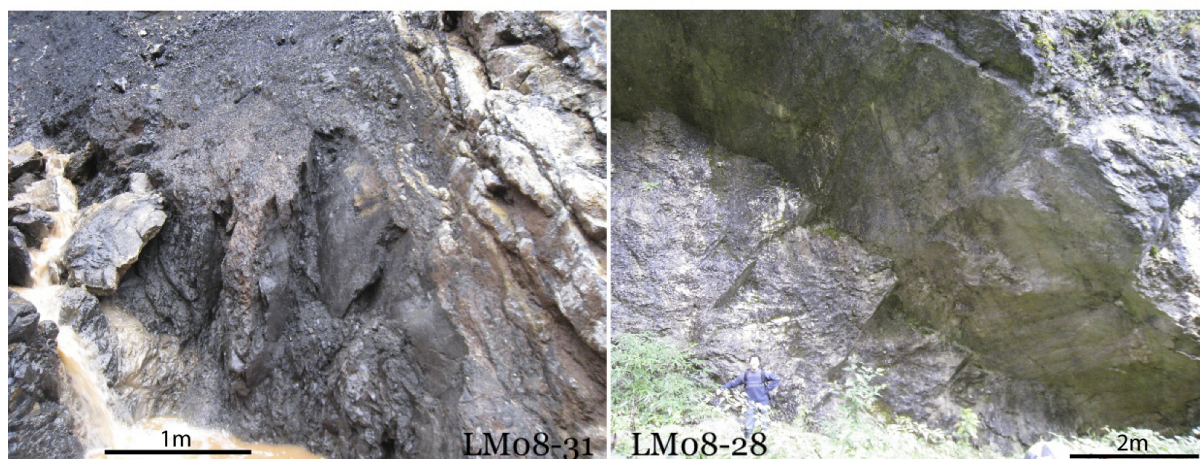


FIGURE 4.53 – Photographies des affleurements LM08-28 et LM08-31. **a)** Sédiments triasiques fortement déformés en base de klippe (LM08-31) **b)** Calcaires massifs permien peu déformés dans la klippe (LM08-28). Le groupe inférieur (sédiments triasiques) est donc plus déformé que les sédiments permien formant les klippes.

**Les sédiments du groupe supérieur**

Cependant, la relativement faible déformation affectant les sédiments permien à l'Est de la klippe de SanJiang n'est pas étendue à l'ensemble des sédiments formant la klippe de Sanjiang.

Ces sédiments du groupe supérieur présentent des pendages très variables (figure 4.51). Aux arrêts LM09-126 et LM09-127 (même point de localisation sur la carte géologique), les sédiments dévonien sont des calcaires gris formant des bancs pluricentimétriques très redressés, de directions N70 et de pendages compris de 50 à plus de 80 ° (figure 4.54), ce qui est indicateur d'une déformation affectant les sédiments dans les klippes (figure 4.54).



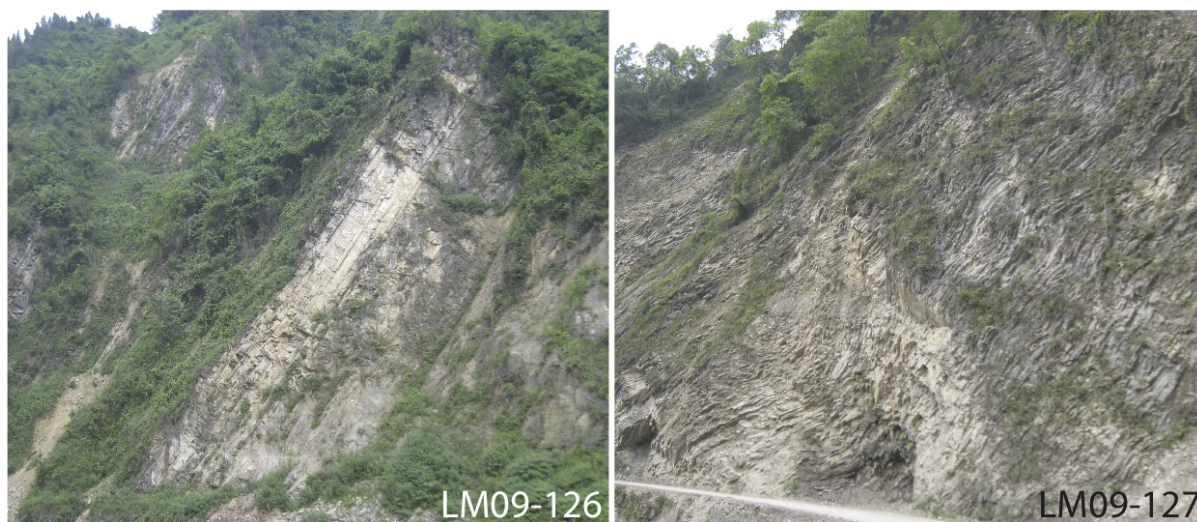


FIGURE 4.54 – Photographies des affleurement des arrêts LM09-126 et LM09-127 montrant des affleurement de calcaires gris dévoniens très redressés dans les klippes.

#### **Les sédiments de groupe inférieur à l'Ouest de la klippe de Sanjiang**

Les sédiments triasiques du groupe inférieur affleurent de nouveau à l'Ouest de la klippe de SanJiang, en position de fenêtre.

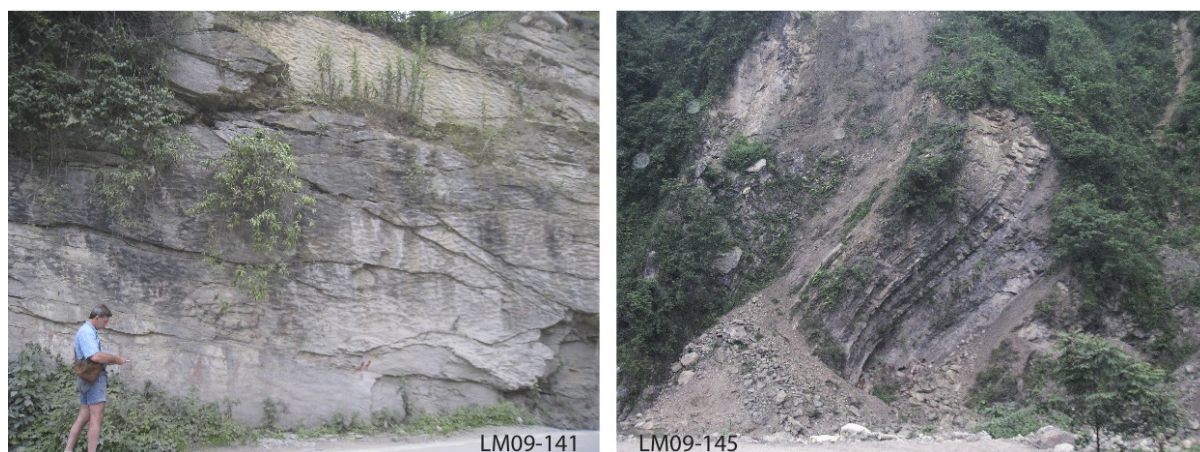


FIGURE 4.55 – Photographie des affleurements LM09-141 et LM09-145, localisés dans les sédiments triasiques du groupe inférieur, en position de fenêtre. a) A l'arrêt LM09-141, un grand plan de ripple marks redressé est observé b) Les sédiments triasiques sont redressés et plissés.

A l'arrêt LM09-141 (figure 4.55), un grand plan de stratification ( $S_0 = N0\ 90$ ) recouvert de ripple marks affleure à proximité du village de SanJiang. Cette observation indique que le métamorphisme comme les déformations affectant cette région sont restés relativement modérés. Néanmoins, les sédiments triasiques présentent des pendages importants, ce qui est marqueur de basculement des séries.

A l'arrêt LM09-145, les alternances calcaro-gréseuses à passées riches en matières organiques, typiques de sédiments triasiques, sont aussi très redressées ( $S_0 = N60SE70$ ) et plissées (axe de pli =  $\sim N140NW50$ ).

La majorité des pendages observés sont vers le Sud Est, ce qui suggère que ces sédiments forment des plis déversés à vergence NW.

### Conclusions concernant la klippe de SanJiang

La figure 4.52 présente la coupe de terrain effectuée dans cette zone, ainsi que la coupe géologique interprétée en profondeur.

Les observations dans cette région de la chaîne d'avant-pays ont permis de mettre en évidence plusieurs points importants :

- Les plis affectant l'unité inférieure sont dissymétriques, à vergence SE.
- Au Nord-Ouest, les sédiments triasiques affleurent en position de fenêtre.
- Les sédiments triasiques sont plus déformés et présentent des structures de cisaillement à proximité du contact avec le groupe supérieur.
- Une première phase de déformation caractérisée par une tectonique de nappe a entraîné la mise en place des klippes sur les sédiments triasiques de l'unité inférieure plissés antérieurement. Cet ensemble a ensuite été déformé par une tectonique s'enracinant plus profondément car le trias affleure en position de fenêtre au niveau du village de SanJiang.



### La ceinture de klippes de la zone centrale des Longmen Shan

La chaîne d'avant-pays est la plus réduite au niveau de la zone centrale des Longmen Shan, où elle présente une largeur comprise entre 9 et 18km.

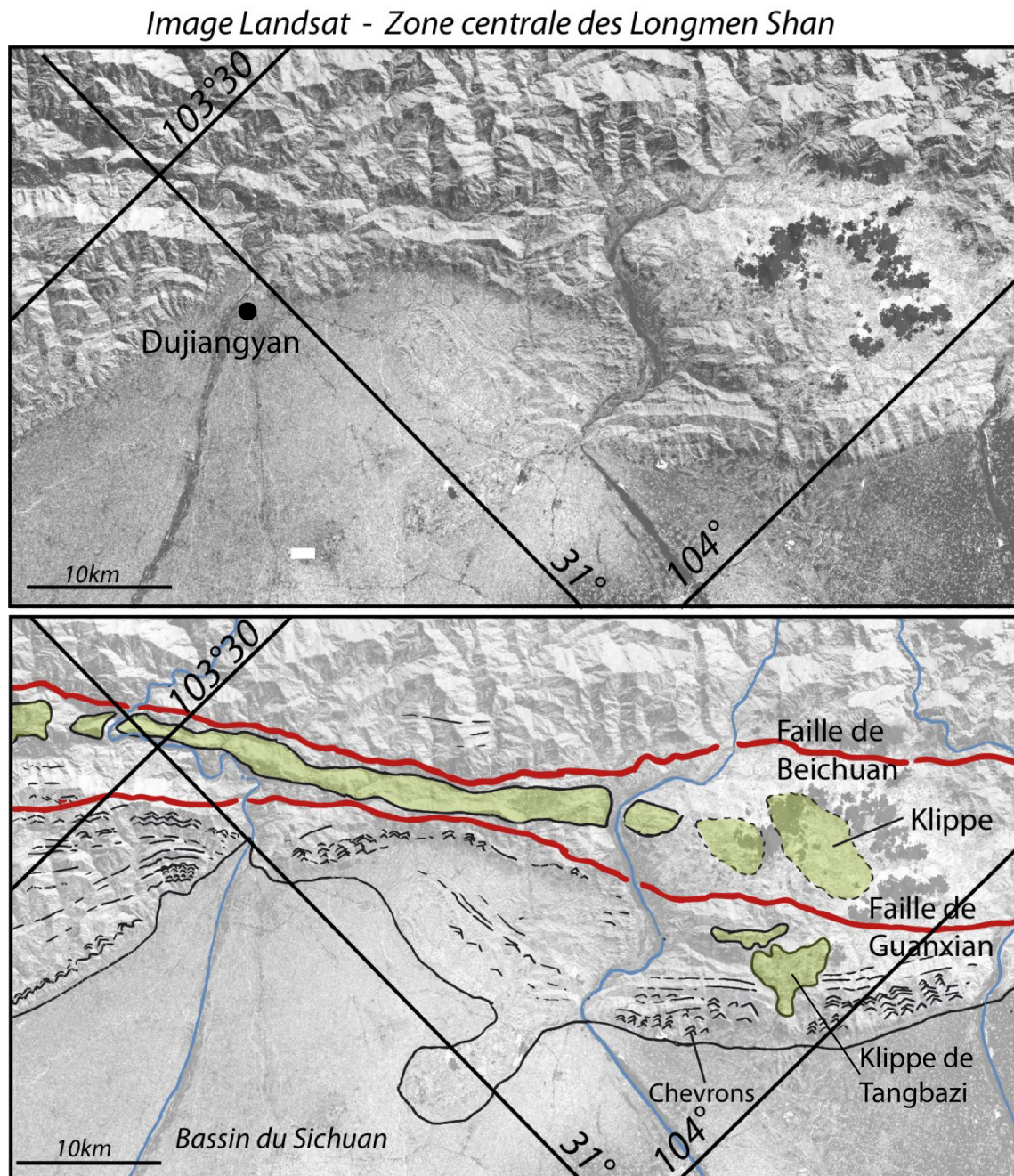


FIGURE 4.56 – Image LANDSAT MrSID drapée sur les données SRTM et localisation des klippes et de quelques chevrons apparents sur l'image landsat.

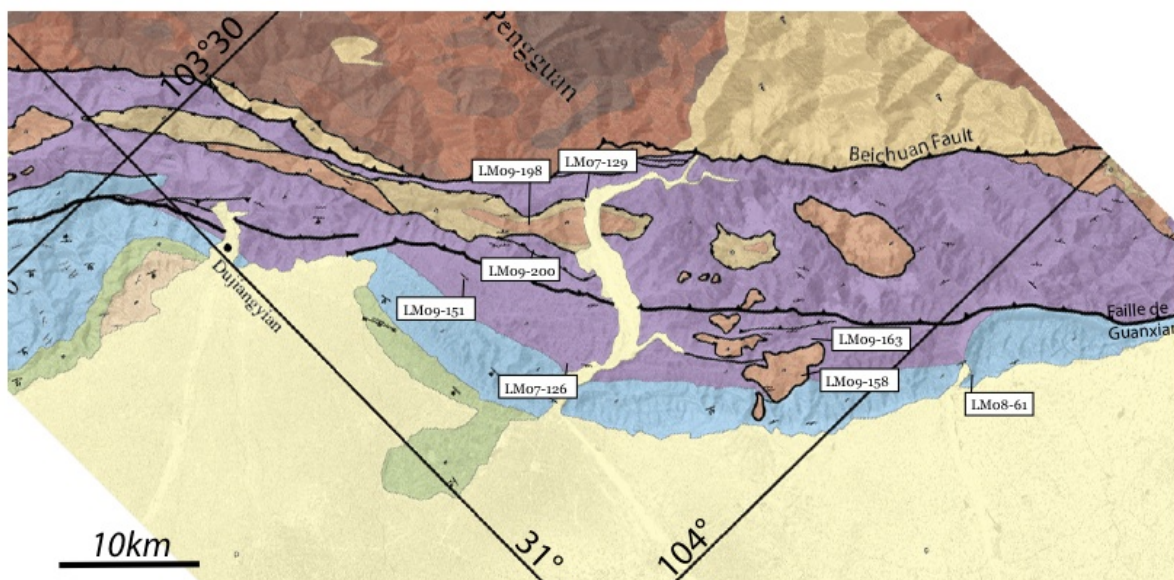


FIGURE 4.57 – Carte géologique de la chaîne d'avant-pays à proximité de Dujiangyan (rotation de 45°)

L'observation de l'image Landsat drapée sur les données SRTM et de la carte géologique dans la zone centrale des Longmen Shan apportent des informations sur la structuration de la chaîne d'avant-pays à cet endroit (figures 4.56 et 4.57) :

- A l'Est de la faille de Guanxian, les sédiments du bassin du Sichuan d'âges triasiques à éocènes (groupe inférieur) sont basculés vers le Sud-Est, comme l'attestent les nombreux chevrons observés.
- La klippe de Tangbazi, constituée de sédiments permien, au nord de la zone, reposent sur ces sédiments (Trias et Jurassique) du bassin basculés, alors que les autres klippes sont situées à l'Ouest de la faille de Guanxian et reposent sur des sédiments triasiques du groupe inférieur.
- La ceinture de klippes présente une forme allongée dans la direction de la chaîne.
- La faille de Beichuan est associée à une augmentation du gradient topographique et met au contact le massif du Pengguan sur les sédiments triasiques plissés du groupe inférieur.



3 coupes géologiques ont été réalisées à travers plusieurs klippes de la zone centrale et sont présentées sur la figure 4.58

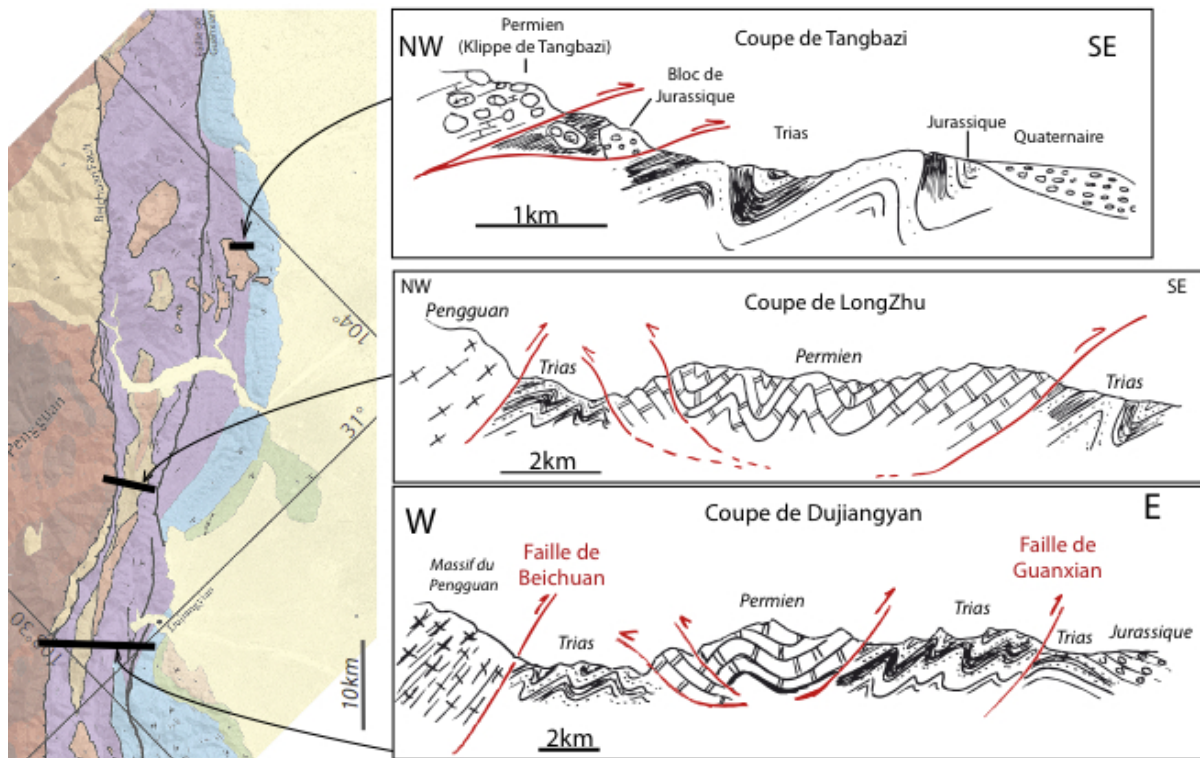


FIGURE 4.58 – Présentation des 3 coupes géologiques (d'après nos carnets de terrain) localisées sur la carte géologique de la zone centrale des Longmen Shan. Les sédiments du groupe supérieur (formant les klippes) sont plissés et déformés alors que ceux formant l'unité inférieure présentent des plis souvent déversés à vergence NW.



### Les sédiments du groupe inférieur à l'Est de la faille de Guanxian

Au Sud-Est de la faille de Guanxian, les sédiments du groupe inférieur d'âges jurassiques et triasiques sont basculés par le fonctionnement de la zone triangulaire au front de la chaîne (figure 4.59).

A l'arrêt LM08-61, les bancs de grès rouges du Jurassique présentent une orientation N20 et un pendage de 45° vers le Sud-Est (localisation sur la figure 4.57). L'observation d'une figure d'échappement dans les sédiments triasiques à l'arrêt LM07-126 indique une polarité normale des couches qui présentent un pendage vers le bassin de l'ordre de 45°.

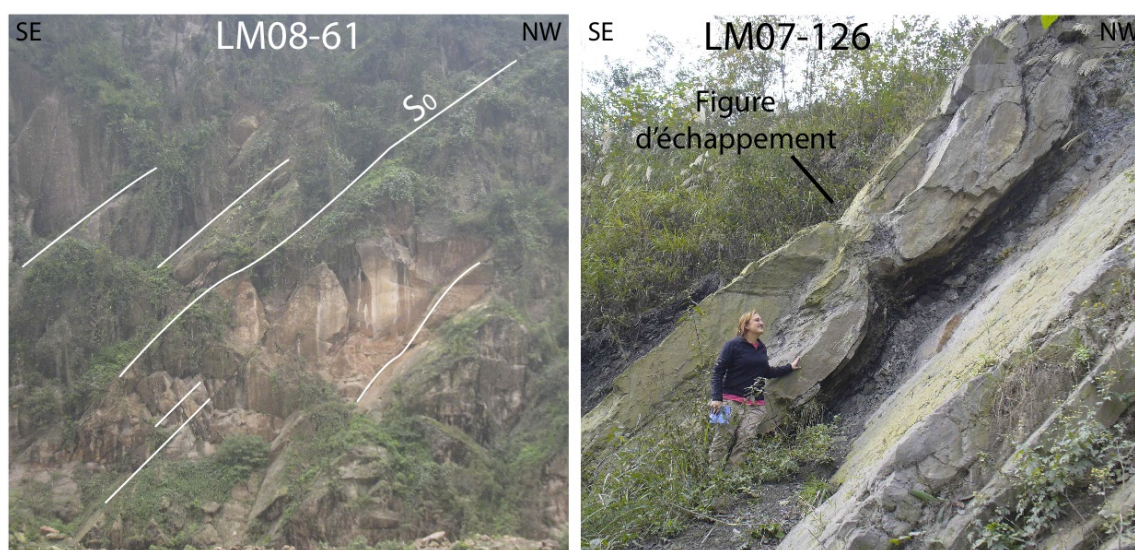


FIGURE 4.59 – Photographies de l’affleurement à l’arrêt LM08-61 montrant les grès rouges jurassiques basculés et une figure d’échappement dans les calcaires à passées riches en matières organiques du Trias (arrêt LM07-126) indiquant que la série est normale et basculée d’environ 45° vers le Sud-Est.

La coupe effectuée à la base de la klippe de Tangbazi (figure 4.58) indique que les sédiments triasiques du groupe inférieur sont plissés et recoupés par le contact chevauchant de la klippe. En effet, l’observation de terrain à l’arrêt LM09-151 montre que les sédiments triasiques sont très redressés et plissés, la déformation les affectant est plus intense qu’un simple basculement.

### Les sédiments du groupe inférieur au Nord-Ouest de la faille de Guanxian

Il existe un important contraste de déformation entre les sédiments de chaque côté de la faille de Guanxian. En effet, les sédiments triasiques observés à l'Ouest de la faille de Guanxian sont fortement plissés comme le montre la figure 4.60.

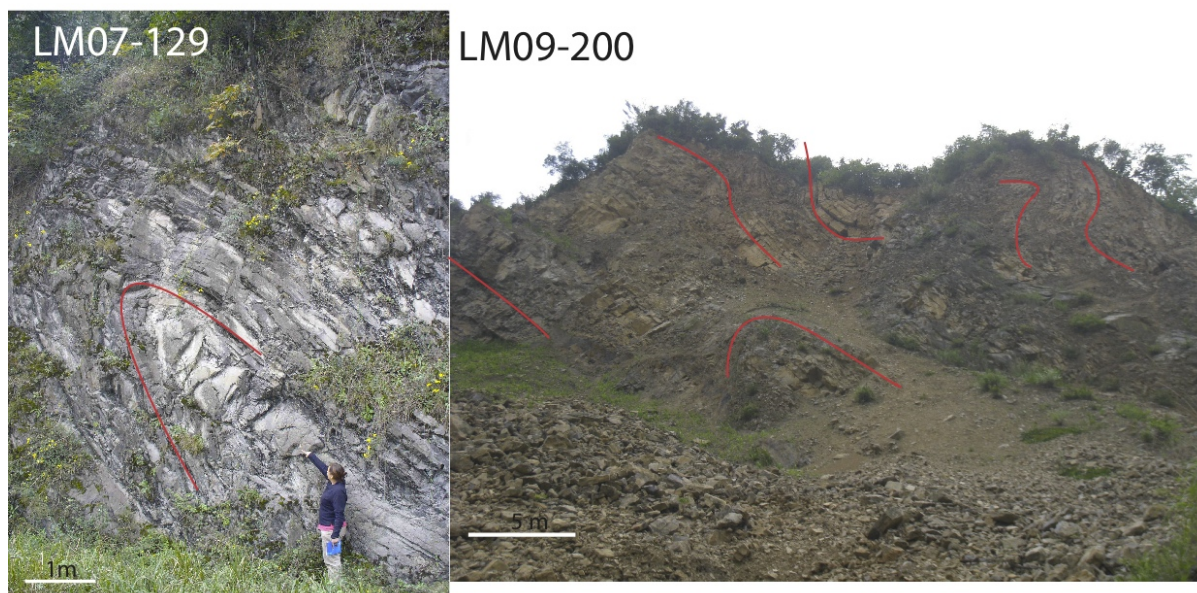


FIGURE 4.60 – Photographie des affleurement LM07-129 et LM09-200 montrant le plissement important affectant les sédiments triasiques du groupe inférieur affleurant au Nord-Ouest de la faille de Guanxian.

### Les sédiments du groupe supérieur, affleurant dans les klippes

Chen and Wilson (1996) ont décrit peu de déformation affectant les sédiments formant les klippes alors que nos observations de terrain indiquent qu'ils sont plissés et fortement déformés (figure 4.61).

Une des coupes proposées par ces auteurs est présentée sur la figure 4.62. Le chevauchement en base des klippes est sub-horizontal (Faille de Xiangshui) et les sédiments constituant ces klippes sont peu déformés, ce qui est en désaccord avec nos observations de terrain. Leur coupe montre une différence de déformation dans les sédiments triasiques de part et d'autre de la faille de Guanxian, ce que nous avons également observé.





FIGURE 4.61 – Panorama à l'arrêt LM09-198 dans une klippe. Les traits rouges surlignent les stratifications observées. Les sédiments permien au sein des klippes sont plissés.

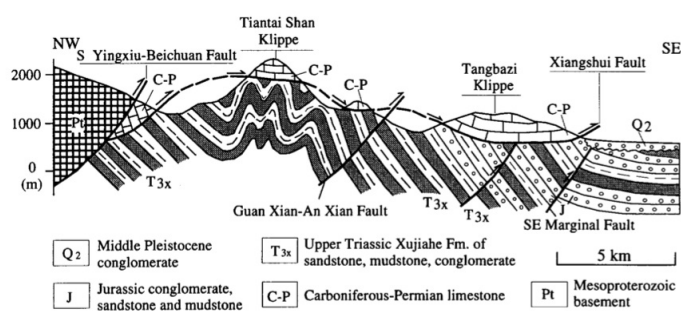


Fig. 13. The Xiangshui Fault with an undulate cross-sectional geometry at the base of the Tiantai Shan and Tangbazi klippes. Along the southern Yingxiu-Beichuan Fault, the Proterozoic basement is thrust onto Carboniferous-Permian limestone, which is in turn transported onto the Upper Triassic Xujiahe Formation-Jurassic sediments along the Xiangshui Fault. See Fig. 2 for location.

FIGURE 4.62 – Coupe géologique de la chaîne d'avant-pays dans la zone centrale des Longmen Shan proposée par Chen and Wilson (1996).

Ces auteurs proposent en outre deux phases de déformation majeures aient entraîné cette structuration de la ceinture de klippe : la première phase correspond à l'activation d'un niveau de décollement superficiel en base des klippes (faille de Xiangshui) puis une seconde phase de déformation active un niveau de décollement plus profond entraînant le plissement du premier niveau de décollement et la formation des klippes.

Nos observations de terrain nous ont permis d'effectuer les coupes géologiques présentées sur la figure 4.63.

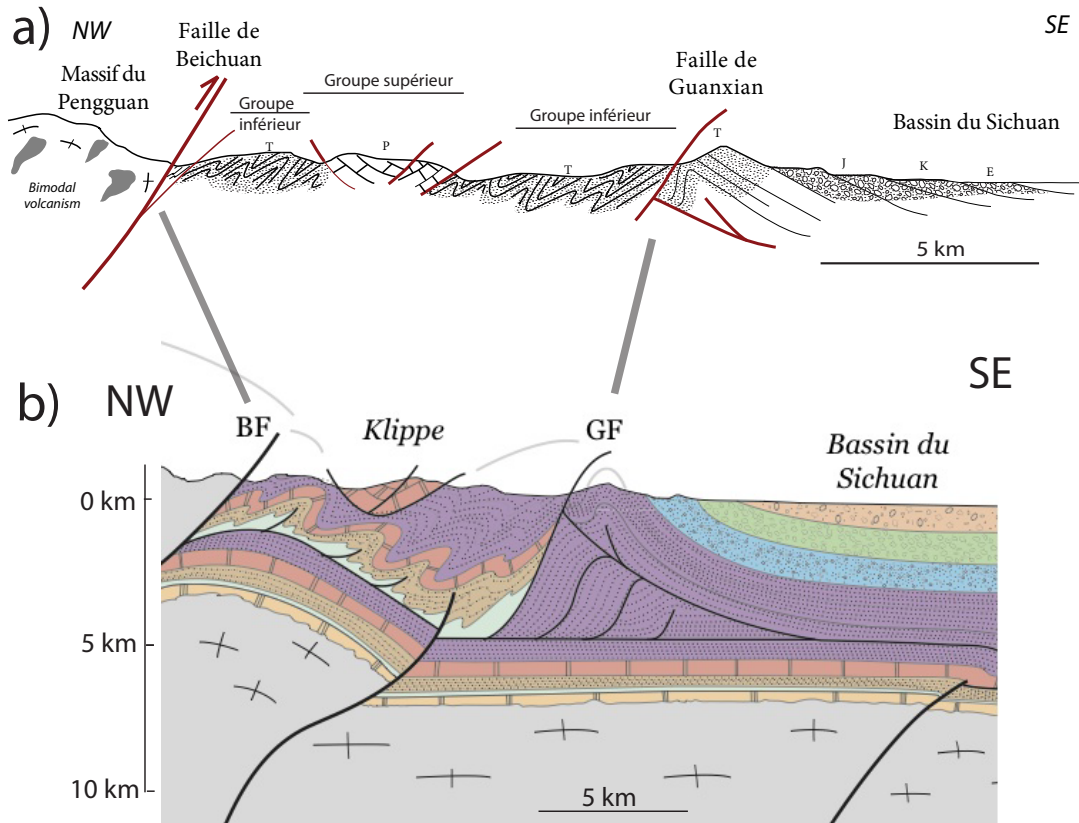


FIGURE 4.63 – Coupe géologique a) de terrain b) interprétée en profondeur (extrait de la coupe globale de Sanjiang) dans la zone centrale des Longmen Shan, au niveau de la ceinture de klippes. Ces coupes permettent de retrouver la chronologie des déformations affectant la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan dans cette région.

Ces observations ont permis la réalisation d'une coupe géologique du secteur de San-Jiang (figure 4.63). La coupe interprétée de SanJiang implique une chronologie des déformations affectant la chaîne d'avant-pays telle que :

1. Plissement des unités triasiques (Trias moyen à supérieur) situées en base des klippes.
2. Mise en place des klippes qui recoupent les plis précédemment formés mais les sédiments les plus récents contenus dans les klippes sont d'âge triasique inférieur. La mise en place des klippes s'est donc faite pendant ou après le Trias supérieur.
3. Déformation postérieure de l'ensemble du système du fait de l'activation d'une tectonique plus profonde, interprétée et imagée sismiquement comme une tectonique de socle. Cette tectonique de socle est associée à une propagation d'une chaîne d'avant-pays affectant les sédiments éocènes, c'est donc une tectonique tertiaire.



### Secteur d'Hanwang

Le secteur d'Hanwang se localise à proximité de la partie nord du massif du Pengguan (figure 4.49).

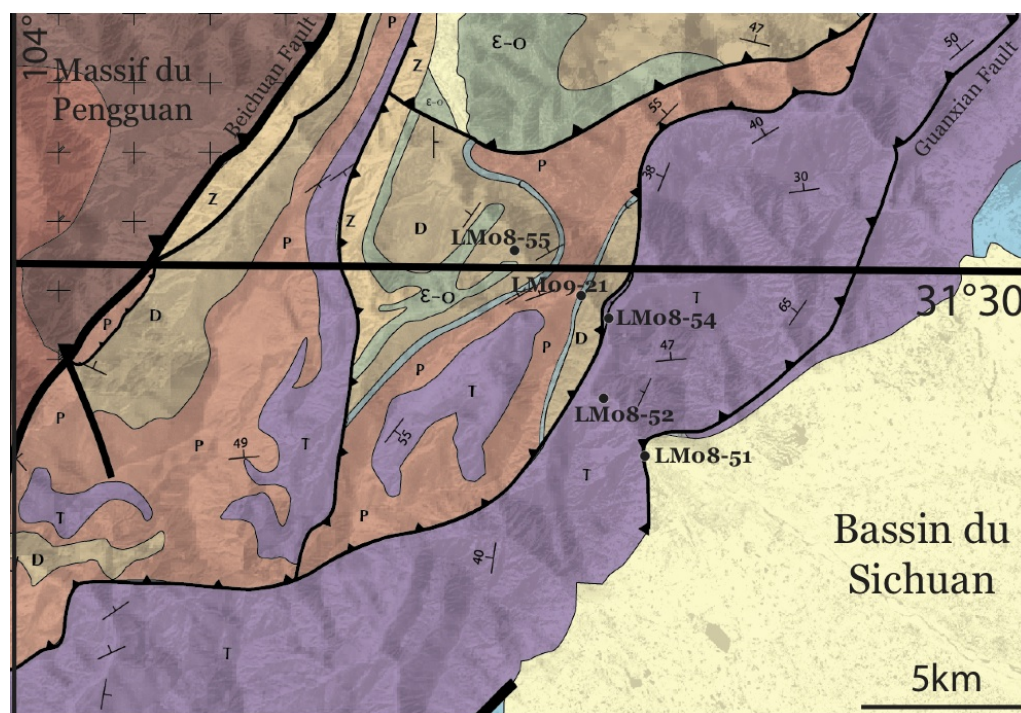


FIGURE 4.64 – Carte géologique du secteur d'HanWang. La faille de Beichuan sépare le massif du Pengguan et la chaîne d'avant-pays et est associée à plusieurs écaïlles comprenant des sédiments sinien et permien. Les sédiments du groupe supérieur sont plissés et chevauchent les sédiments triasiques du groupe inférieur. Au front, la faille de Guanxian marque le front de la chaîne. Les localisations des différents points GPS qui seront détaillés dans la suite de cette partie sont indiquées sur cette carte. La légende est identique à celle de la carte géologique (figure 4.35).

Dans cette région, les sédiments du groupe supérieur de la chaîne d'avant-pays se présentent sous forme d'écaïlles chevauchant le groupe inférieur de la chaîne d'avant-pays uniquement constitué de sédiments triasiques (figure 4.64).

Trois zones de lithologies différentes peuvent être différenciées. Au Sud Est, dans le bassin du Sichuan, un cône alluvial de sédiments quaternaires est observé. Dans la partie centrale de l'image, la chaîne d'avant-pays est formée de sédiments en bancs souvent épais et présentant des pendages variables. Enfin, dans la partie Nord Ouest, le massif du Pengguan et sa couverture sédimentaire écaillée affleure. Entre la chaîne d'avant-pays et le massif du Pengguan se trouve une importante vallée de direction SW-NE qui

correspond à la zone de faille de Beichuan.

La carte géologique de cette zone montre que le groupe inférieur de la chaîne d'avant-pays est uniquement constitué de sédiments triasiques présentant une direction moyenne N45 et un pendage vers le NW de valeur variable. A l'inverse, le groupe supérieur de la chaîne d'avant-pays est constitué de sédiments d'âges très variables allant du Sinien au Trias, et affleurant à la faveur de deux grandes écailles imbriquées. Les sédiments au coeur de ces écailles sont plissés et forment des anticlinaux et des synclinaux d'assez grande longueur d'onde.

### Les sédiments triasiques de l'unité inférieure

La faille de Guanxian se situe au front de la chaîne dès l'apparition des premiers reliefs. Elle accommode le chevauchement des sédiments triasiques du groupe inférieur sur les sédiments du bassin du Sichuan. Le contact chevauchant sur des sédiments quaternaires confirme l'activité de la faille de Guanxian au cours du quaternaire, ce qui a été confirmé par la présence d'une rupture de surface lors du séisme du Sichuan.



FIGURE 4.65 – Photographie d'un affleurement de sédiments triasiques gréseux à passées calcaires au point GPS LM08-52 ( $S_0 = N25NW70$ ).

A cet arrêt, les sédiments affleurant sont des alternances de grès et de calcaires, typiques des sédiments triasiques d'affinité Yangtze et présentent une direction environ N60 et un pendage de 50° vers le NW.

Les pendages des sédiments du groupe inférieur de la chaîne d'avant-pays sont donc assez redressés au front de la chaîne.

Les sédiments triasiques de la partie inférieure de la zone d'avant-pays ont été mieux observés à l'arrêt LM08-52 où ils ont une direction N25 et présentent un pendage important, de 70° vers le NW (figure 4.65).

### Zone de contact entre le groupe supérieur et le groupe inférieur

Le contact entre les groupes supérieurs et inférieurs de la chaîne d'avant-pays est localisé à proximité de l'arrêt LM08-54. Ce contact n'a pas été observé mais l'affleurement LM08-54 montre le style de déformation quelques mètres au Nord-Ouest de ce contact. Le contact présente plusieurs écailles affectant des sédiments d'âges variables allant du Dévonien au Trias (figure 4.66), à la faveur de failles inverses à vergence NW.

Au coeur de ces écailles, les sédiments sont intensément déformés en régime cassant, le Trias allant même jusqu'à être cataclasé.

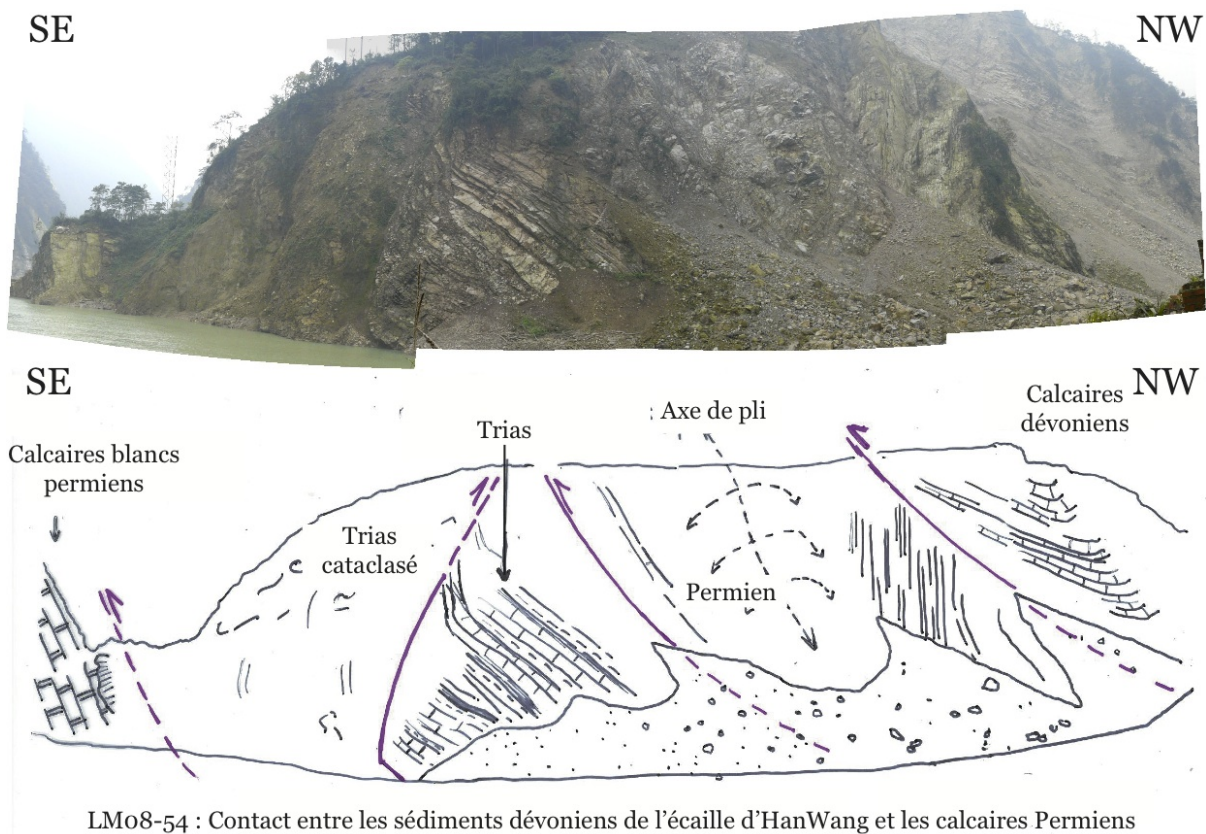


FIGURE 4.66 – Panorama de l'affleurement au point GPS LM08-54, au contact entre les sédiments dévoniens et permien de l'écaille d'Hanwang, à proximité du contact avec le groupe inférieur que se trouve écaillé à cet arrêt.

### Sédiments du groupe supérieur

L'arrêt LM09-21 permet d'observer le contact normal entre les sédiments dévoniens et permien au sein du groupe supérieur. A cet arrêt, les sédiments permien sont massifs et les calcaires dévoniens se présentent sous forme de bancs décimétriques avec une patine jaunâtre (figure 4.67).



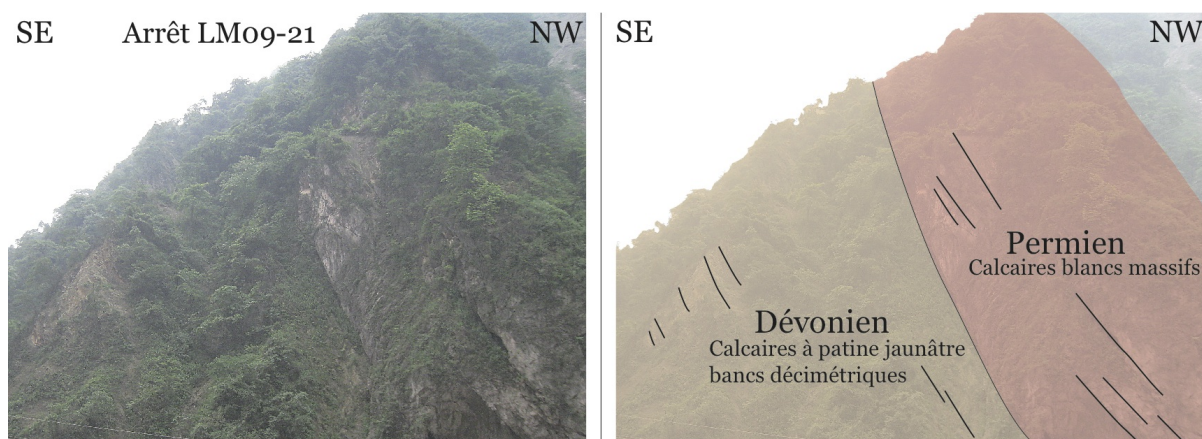


FIGURE 4.67 – Photographie de l’affleurement à l’arrêt LM09-21 qui permet d’observer le contact normal entre les sédiments dévoniens et permien du groupe supérieur.

#### LM08-55 : sédiments dévoniens plissés du groupe supérieur

Enfin, le dernier arrêt permet d’observer le style de déformation affectant les sédiments dévoniens du groupe supérieur de la chaîne d’avant-pays qui forment au point LM08-55 un grand pli isopaque d’axe de direction N30 (figure 4.68).



FIGURE 4.68 – Photographie de l’affleurement au point GPS LM08-55 montrant les sédiments dévoniens du groupe supérieur formant un grand synforme déjeté.

### Coupe synthétique de la région d'HanWang

Toutes ces observations aux différents points GPS ont permis de réaliser une coupe géologique simplifiée de la région d'HanWang (figure 4.69).

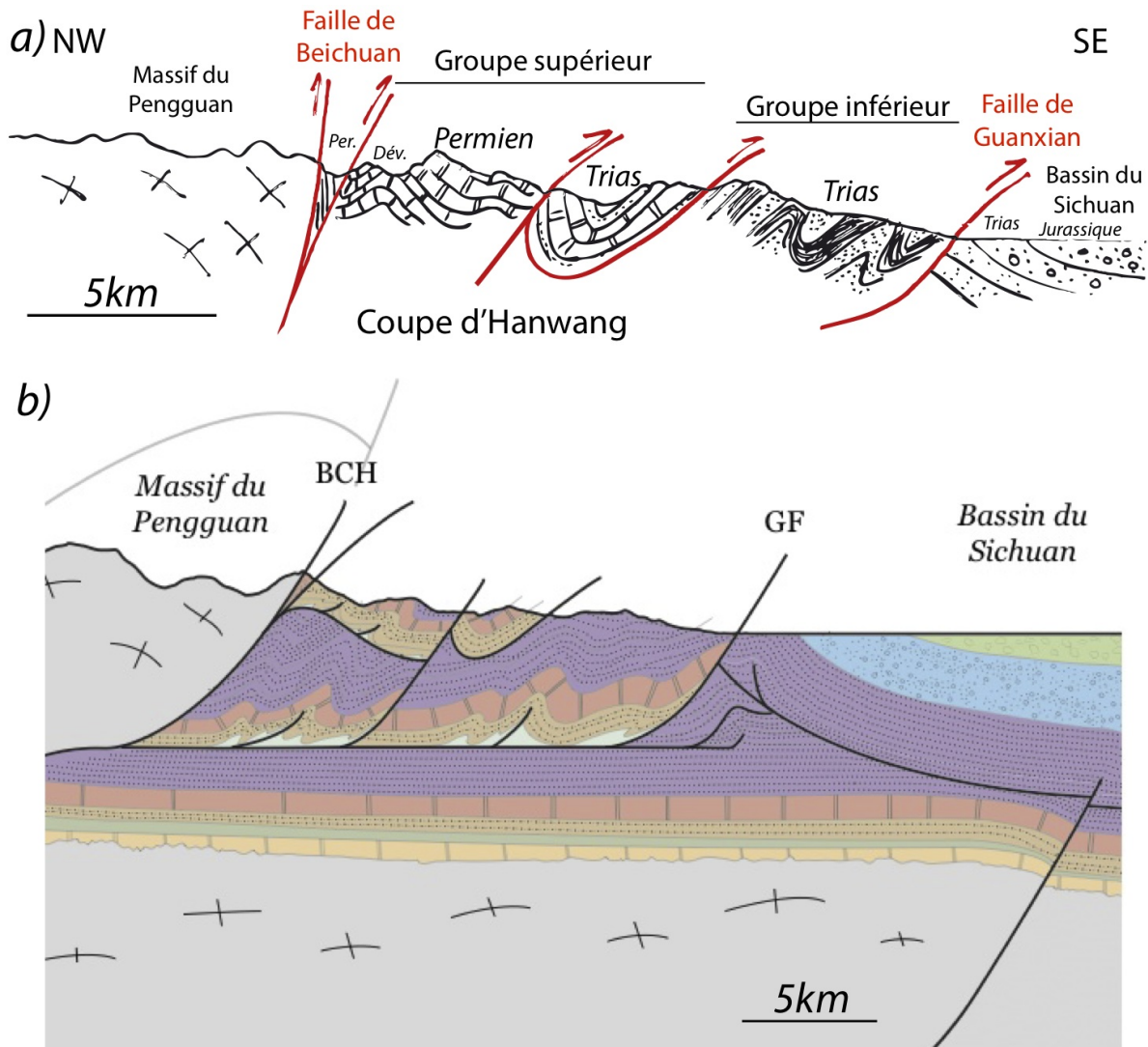


FIGURE 4.69 – Coupes géologiques selon la direction NW-SE à travers le secteur d'Han-Wang a) Coupe de terrain b) Extrait de la coupe interprétée (extrait de la coupe globale de SanJiang). Les klippes se sont mises en place sur des sédiments triasiques antérieurement plissés. La dernière phase de déformation de type thick-skin, affecte la structure de l'ensemble de la chaîne d'avant-pays.

Les observations principales effectuées dans la région d'Hanwang sont les suivantes :

- L'écaillage des sédiments du groupe supérieur affecte des sédiments triasiques (plus jeunes sédiments de l'unité supérieure), il a donc eu lieu après le dépôt de ces sédiments.
- Les sédiments du groupe supérieur affleurent à la faveur d'écailles, ce qui indique un enracinement des failles.
- Les sédiments triasiques du groupe inférieur sont plissés et déversés vers le SE, ce déversement peut-être une conséquence de la réactivation récente de la chaîne d'avant-pays.
- La faille de Guanxian marque dans cette zone le front topographique et elle entraîne le chevauchement de sédiments triasiques sur un cône alluvial quaternaire.



### La nappe de Tangwanzhai

La nappe de Tangwanzhai se situe au Nord-Est de la région des Longmen Shan. A cet endroit, le cristallin n'affleure pas, mais ce sont essentiellement des sédiments siluriens qui affleurent à l'Ouest de la faille de Beichuan. La nappe de Tangwanzhai se situe plus au front, entre les failles de Beichuan et de Guanxian et se présente comme une grande synforme constituée de sédiments d'âges siluriens à triasiques (figure 4.70).

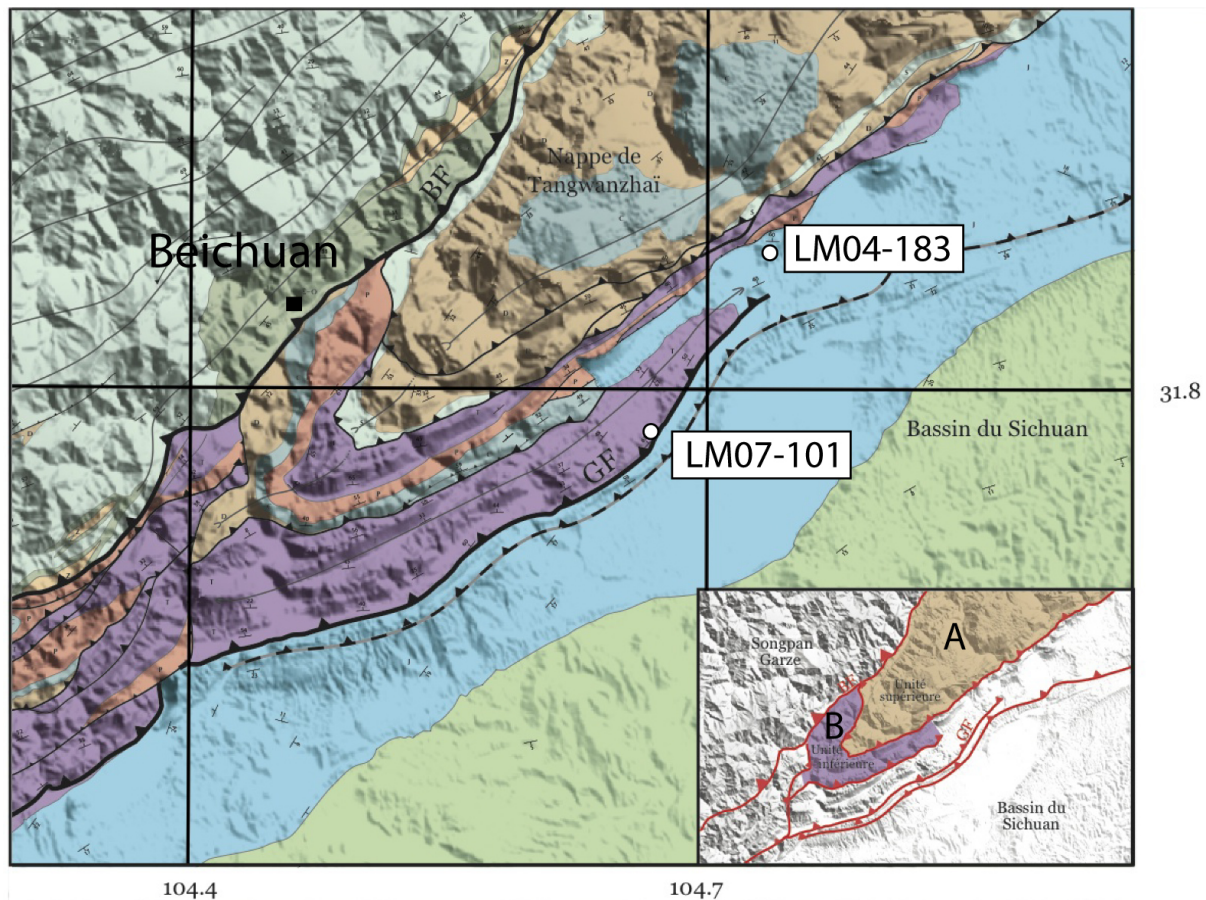


FIGURE 4.70 – Carte géologique de la zone de la nappe de Tangwanzhai drapée sur les données SRTM. BF : Faille de Beichuan, GF : Faille de Guanxian. Les groupes A et B de l'unité supérieure sont indiqués sur le schéma en bas à droite. La légende est identique à celle de la carte géologique (figure 4.35).



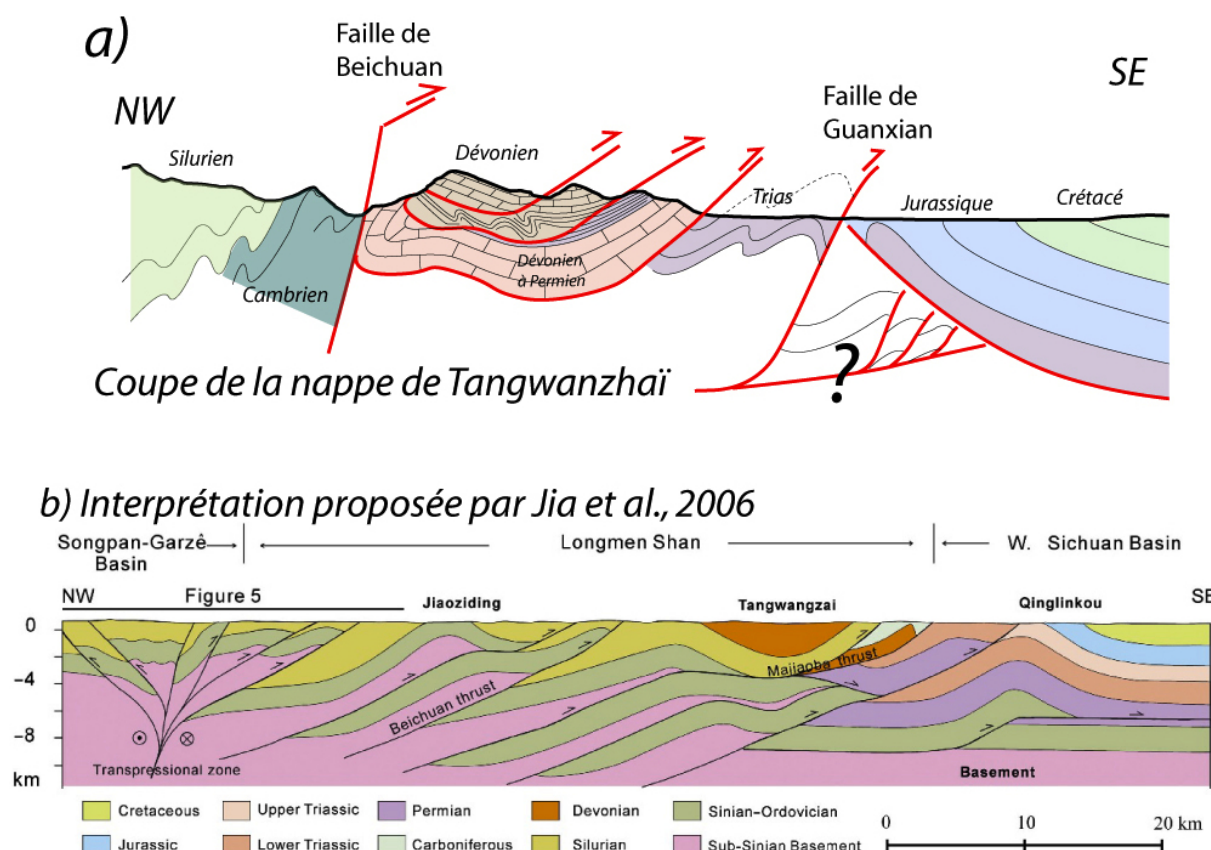


Figure 4. Cross section A through the northern Longmen Shan belt. Location is shown in Figures 1 and 3.

FIGURE 4.71 – a) Coupe géologique effectuée à partir de nos données de terrain b) Interprétation des données de sismique réflexion proposée par Jia *et al.* (2006)

### Les sédiments du groupe supérieur

Au premier ordre, le groupe supérieur formant la synforme peut être décomposé en 2 parties que nous appellerons : groupe A et groupe B, définis sur la figure 4.70. Le groupe A constitue la partie supérieure principalement constituée d'une épaisse série de grès et de calcaires dévoniens et carbonifères alors que le groupe B est en position inférieure et est dominé par des sédiments permien et triasiques. Ces deux groupes sont plissés et imbriqués (figure 4.70).

Dans l'ensemble de cette synforme, les sédiments carbonifères et dévoniens présentent des faciès similaires, ce qui indique que le déplacement entre les groupes A et B de la nappe de Tangwanzhai est probablement resté assez limité.

Le groupe A forme une klippe d'environ 100km de long et est constituée d'une épaisse série de grès et de calcaires dévoniens qui reposent sur des sédiments formés d'une alternance marno-gréseuse d'âge Silurien. Ces sédiments siluriens, du fait de leur

lithologie, constituent un niveau de décollement privilégié (figure 4.71). A proximité du contact entre les deux groupes formant la nappe de Tangwanzhaï, les sédiments dévoniens forment un pli de courte longueur d'onde, à vergence Nord-Ouest, ce qui est un marqueur d'un mouvement de la nappe vers le Sud-Est.

Le groupe B de la nappe est constitué de sédiments d'âges dévoniens à triasiques, présentant une  $S_0/S_1$  de direction  $\sim N45$  et de pendage  $\sim 50NW$ . Au Sud de la nappe, l'imbrication entre ces deux groupes est bien visible alors que plus au Nord, les sédiments du groupe B sont tronqués à l'Ouest par la faille de Beichuan qui est donc clairement postérieure à la mise en place de cette nappe.

La groupe A de la nappe de Tangwanzhaï chevauche les sédiments triasiques d'affinité Sichuan qui sont les plus présents dans la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan (c.f. carte géologique en planche hors-texte). Ces sédiments triasiques chevauchent les grès rouges du Jurassique du bassin du Sichuan à la faveur de la faille de Guanxian (figure 4.70).



FIGURE 4.72 – Panorama de l'arrêt LM07-101 mettant en évidence la déformation dans les sédiments triasiques à proximité du contact avec les sédiments jurassiques.

La figure 4.72 présente un panorama de l'affleurement LM07-101, à proximité du contact entre les sédiments triasiques et jurassiques. Les sédiments triasiques sont formés d'alternances de bancs calcaires gris lacustres en bancs décimétriques avec quelques passées plus marneuses, riches en matière organique et présentent une stratification moyenne  $N45NW35$ . Des plis de plus courte longueur d'onde sont également observables.



FIGURE 4.73 – Sédiments continentaux jurassiques affleurant au front Nord de la nappe de Tangwanzhaï (Arrêt LM04-183).

La figure 4.73 est une photographie à l'arrêt LM04-183, montrant le faciès typique des grès rouges du Jurassique. A proximité du chevauchement frontal, ces grès rouges sont plissés et forment un anticlinal avant de présenter vers l'Est des pendages faibles à vergence SE. Ce pli est un marqueur de la présence d'un chevauchement aveugle au front de la chaîne dans cette région.

Un peu plus au Nord de la nappe de Tangwanzhaï, des sédiments jurassiques inférieurs scellent certains chevauchement affectant les sédiments permien et le triasiques supérieurs de l'unité inférieure. Ces observations nous indiquent que la phase de déformation qui a formé de la nappe de Tangwanzhaï a été active à la fin du Trias supérieur voire au début du Jurassique inférieur. De plus, une phase de déformation postérieure réactive des failles frontales de la nappe de Tangwanzhaï. En effet, l'unité inférieure de la nappe chevauche par endroit des sédiments jurassiques eux-mêmes plissés en conformité avec des sédiments crétacés affleurant plus à l'Est du bassin du Sichuan.

Cette étude permet de conclure concernant la structuration de la nappe de Tangwanzhaï :

- La nappe de Tangwanzhaï est un marqueur d'une déformation pelliculaire que l'on peut attribuer à la phase de déformation indosinienne.
- La faille de Beichuan recoupe cette structure et l'activation de cette dernière est à relier à la réactivation de certains chevauchements au front de la nappe lors du Tertiaire.

## Synthèse concernant la structuration de la chaîne d'avant-pays

1. La chaîne d'avant pays a été divisée en plusieurs groupes présentant des positions structurales différentes.
2. Le groupe supérieur, sédiments cambriens à triasiques moyen se présente sous forme d'écaille et de klippe au Sud, uniquement de klippes dans la partie centrale, et d'écailles et une nappe (correspondant en fait à deux écailles imbriquées) au Nord. Les variations d'expression en surface de ce groupe semblent être reliées à des variations d'exhumation et reflètent une exhumation supérieure dans la zone centrale des Longmen Shan, où le massif du Pengguan affleure.
3. Les unités du groupe supérieur sont chevauchées sur des sédiments du groupe inférieur (triasiques) plissés allant jusqu'à être cataclasés. La mise en place des écailles et klippes (sédiments cambriens à triasiques moyen du groupe supérieur) s'est faite sur les sédiments du groupe inférieur déformés, ce qui suggère donc une déformation triasique dont la première phase a plissé les sédiments du groupe inférieur et la seconde a permis la mise en place des sédiments du groupe supérieur, probablement sous forme de nappe.
4. Les couches sédimentaires du bassin du Sichuan forment les premiers reliefs de la chaîne et présentent des pendages vers le bassin, en conséquence d'une zone triangulaire au front des Longmen Shan qui se traduit aussi par la présence de chevauchements aveugles.



## 4.5 La faille de Beichuan

La faille de Beichuan est une structure majeure de la région des Longmen Shan puisqu'elle borde le massif cristallin du Pengguan. Son rôle dans l'exhumation du massif est évident et sa réactivation des la faille de Beichuan a été dévastatrice lors du séisme du Sichuan du 12 Mai 2008. L'évolution du glissement sur la faille de Beichuan lors du séisme a montré une augmentation de la composante décrochante du glissement du Sud vers le Nord de la faille, avec un glissement principalement chevauchant au Sud et décrochevauchant dextre au Nord. La rupture de surface associée au séisme du Sichuan ne s'est pas uniquement localisée à l'interface entre le socle et la couverture sédimentaire, mais parfois au sein des sédiments accolés au socle.

Les déformations associées à la faille de Beichuan, généralement mylonitiques à cataclastiques sont assez peu observées, ce qui pourrait être la conséquence de l'activation récente de cette faille ou d'une faille très localisée avec un style cassant.

Est ce que les variations du glissement cosismique observées pendant le séisme du Sichuan se retrouve dans l'activité à plus long terme de la faille de Beichuan ?

### 4.5.1 Observation de la faille de Beichuan à grande échelle

Sur la figure 4.74, le tracé de la faille de Beichuan dans la zone d'étude montre des variations latérales.

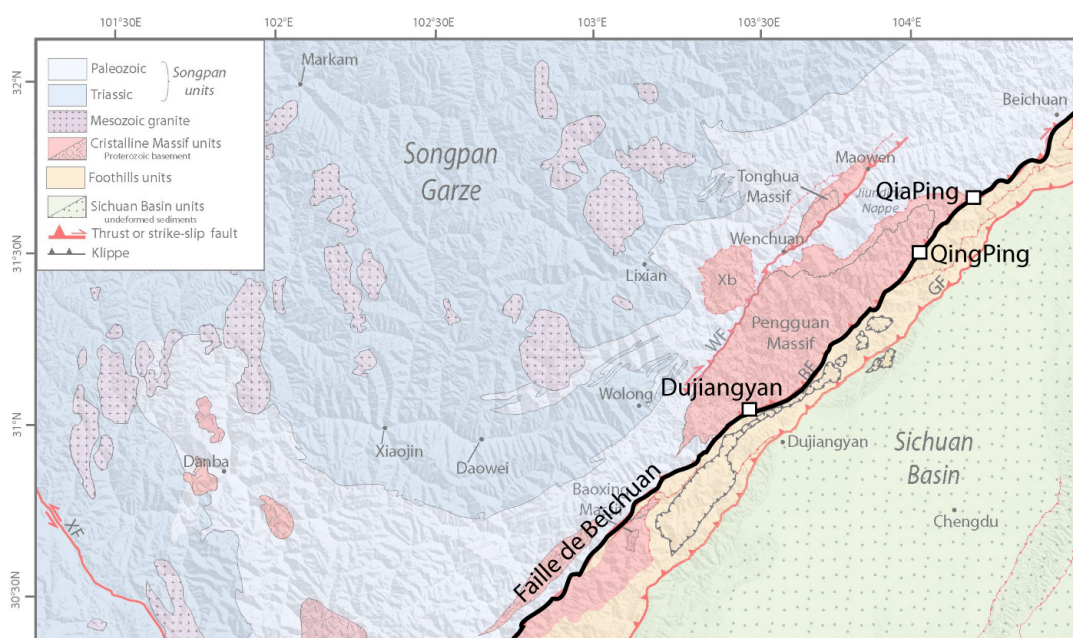


FIGURE 4.74 – Tracé de la faille de Beichuan et localisation des 3 zones étudiées sur le schéma structural des Longmen Shan drapé sur les données SRTM.

En effet, dans la zone centrale des Longmen Shan, la faille de Beichuan met au contact le massif cristallin du Pengguan et la couverture sédimentaire déformée de la chaîne d'avant-pays.

A l'inverse, dans les zones Nord et Sud de la chaîne, ce sont des unités sédimentaires d'affinité Songpan Garze qui sont au contact avec les sédiments de la chaîne d'avant-pays. De plus, le gradient topographique le plus fort observé à travers les Longmen Shan est situé où affleure le massif du Pengguan alors qu'au Nord par exemple, la faille de Beichuan est associée à un plus faible gradient topographique.

Ces observations peuvent résulter du contraste rhéologique entre le massif cristallin et les sédiments de la chaîne d'avant-pays ou encore refléter une exhumation différentielle plus importante dans la zone centrale.

Au premier ordre, l'activité à plus long terme de la faille de Beichuan est compatible avec le glissement lors du séisme du Sichuan. En effet, c'est dans la région où affleure le massif cristallin du Pengguan que la composante inverse a été la plus importante alors qu'au Nord, au niveau de la nappe de Tangwanzhai, c'est la composante décrochante qui a été dominante.

#### 4.5.2 La faille de Beichuan dans le secteur de Dunjiangyan

Dans le secteur de Dujiangyan (localisation figure 4.74), l'expression en surface de la faille de Beichuan a été observée et les unités cristallines chevauchent les sédiments triasiques.

A cet endroit, la faille est associée à une rupture de la pente topographique, conséquence de variations lithologiques de part et d'autre de la faille de Beichuan (figure 4.75). De plus, nous avons pu observer la présence d'une zone mylonitique mais aucun minéral caractéristique du métamorphisme n'a été identifié (figure 4.75).

Dans les roches du massif cristallin, au contact avec la faille de Beichuan, une veine à chlorite, phengite, épidote et calcite a été échantillonnée et pourrait être associée au fonctionnement de la faille de Beichuan. Cependant, l'étude métamorphique n'a pas permis une estimation des conditions de pression et de température de cet assemblage. Enfin, des cataclasites ont aussi été observées dans ce secteur (figure 4.76).

Le secteur de Dujiangyan est un exemple où l'expression en surface de la faille de Beichuan est localisée. Les unités cristallines du massif du Pengguan chevauchent les séries sédimentaires triasiques de la chaîne d'avant-pays (figure 4.35) en étant associées à des déformations cataclasiques et potentiellement à la cristallisation de minéraux indexés du métamorphisme de faciès schiste vert (figure 4.76).

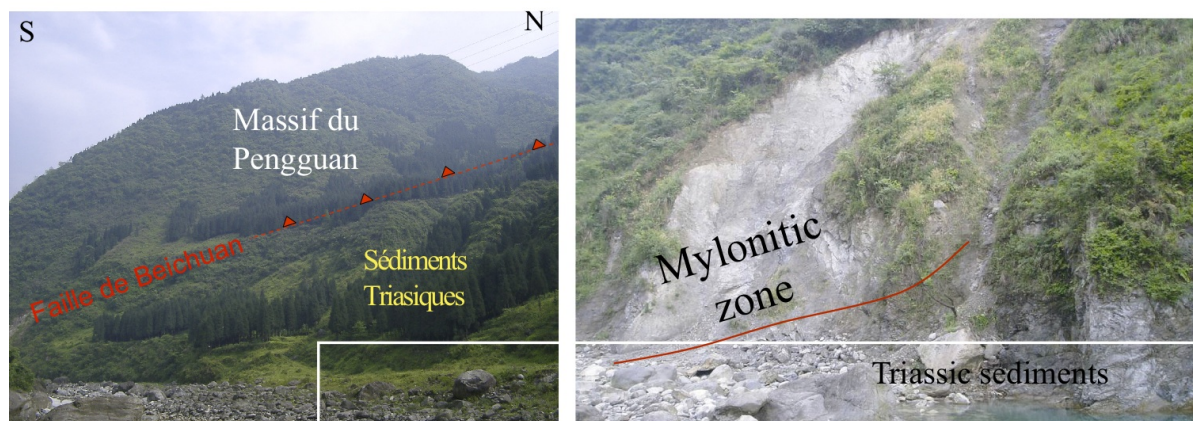


FIGURE 4.75 – Photographies de terrain de l’expression en surface de la faille de Beichuan dans le secteur de Dujiangyan (localisation figure 4.74). A gauche, photographie de la rupture de pente associée à la faille de Beichuan et à droite, photographie de la zone mylonitique au contact avec les sédiments triasiques.

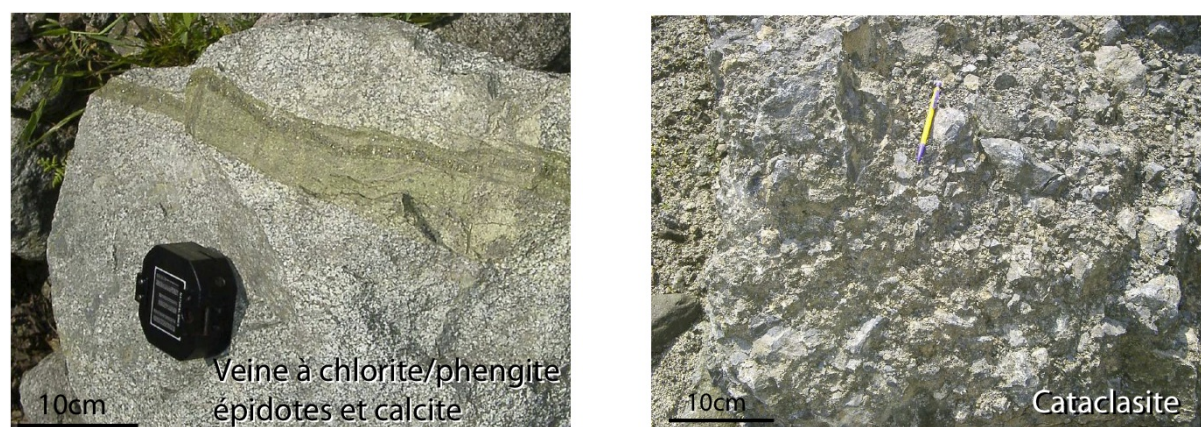


FIGURE 4.76 – Photographies de roches échantillonnées dans la zone de faille de Beichuan : A gauche, photographie d’une veine dans le faciès schiste vert, probablement associée au fonctionnement de la faille de Beichuan et à droite, photographie d’une cataclasite dans la faille de Beichuan.

### 4.5.3 La faille de Beichuan dans le secteur de Qing Ping

Le village de Qing-Ping est situé au Nord-Est du massif du Pengguan où le rejet



vertical associé au séisme de Wenchuan a atteint plus de 6m. L'intérêt de ce secteur est majoritairement que l'expression en surface de la faille de Beichuan y est complexe et ne se situe pas au contact entre le socle et les sédiments.

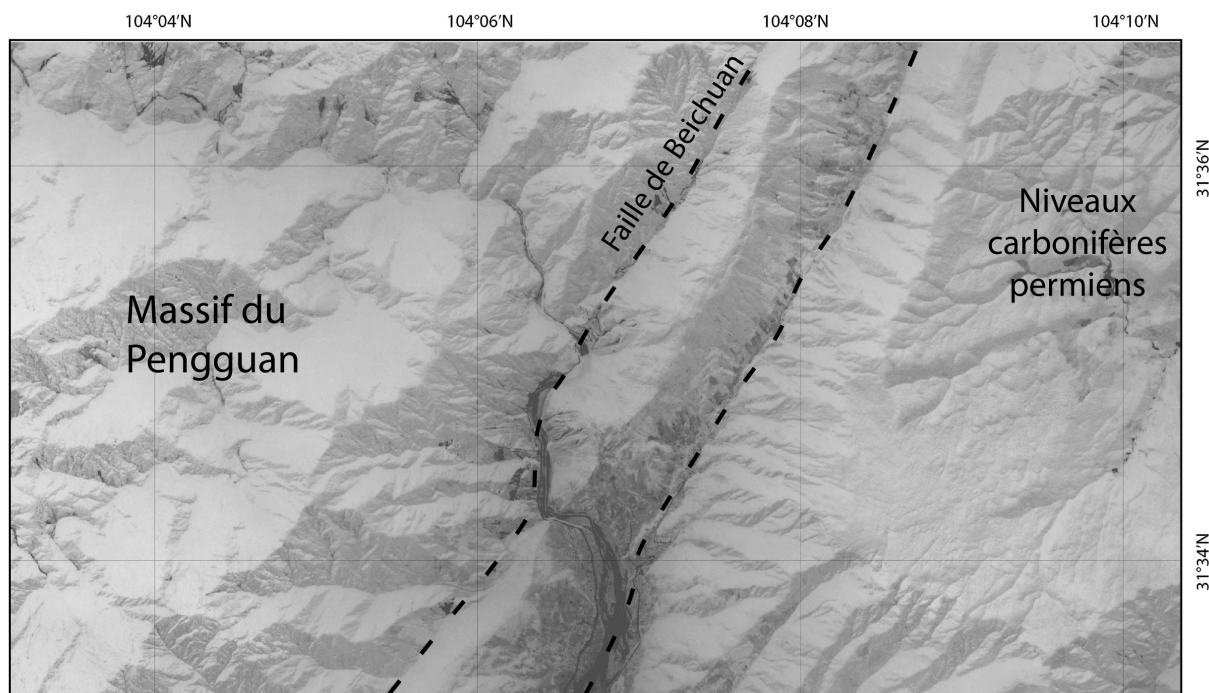


FIGURE 4.77 – Image SPOT 5 du secteur de Qing Ping

Sur l'image SPOT (figure 4.77), les vallées linéaires de directions N35 soulignent différentes branches de la faille de Beichuan. A l'Est de cette zone, les sédiments de la chaîne d'avant-pays forment des reliefs plutôt mous. Les zones de topographie mamelonnée sont caractéristiques de lithologies calcaires ou dolomitiques, et principalement observés dans les Longmen Shan pour les niveaux Carbonifère-Permien. A l'inverse, à l'Ouest de la zone de faille de Beichuan, le relief est abrupt et les chevrons indiquent des pentes importantes : c'est le massif du Pengguan.



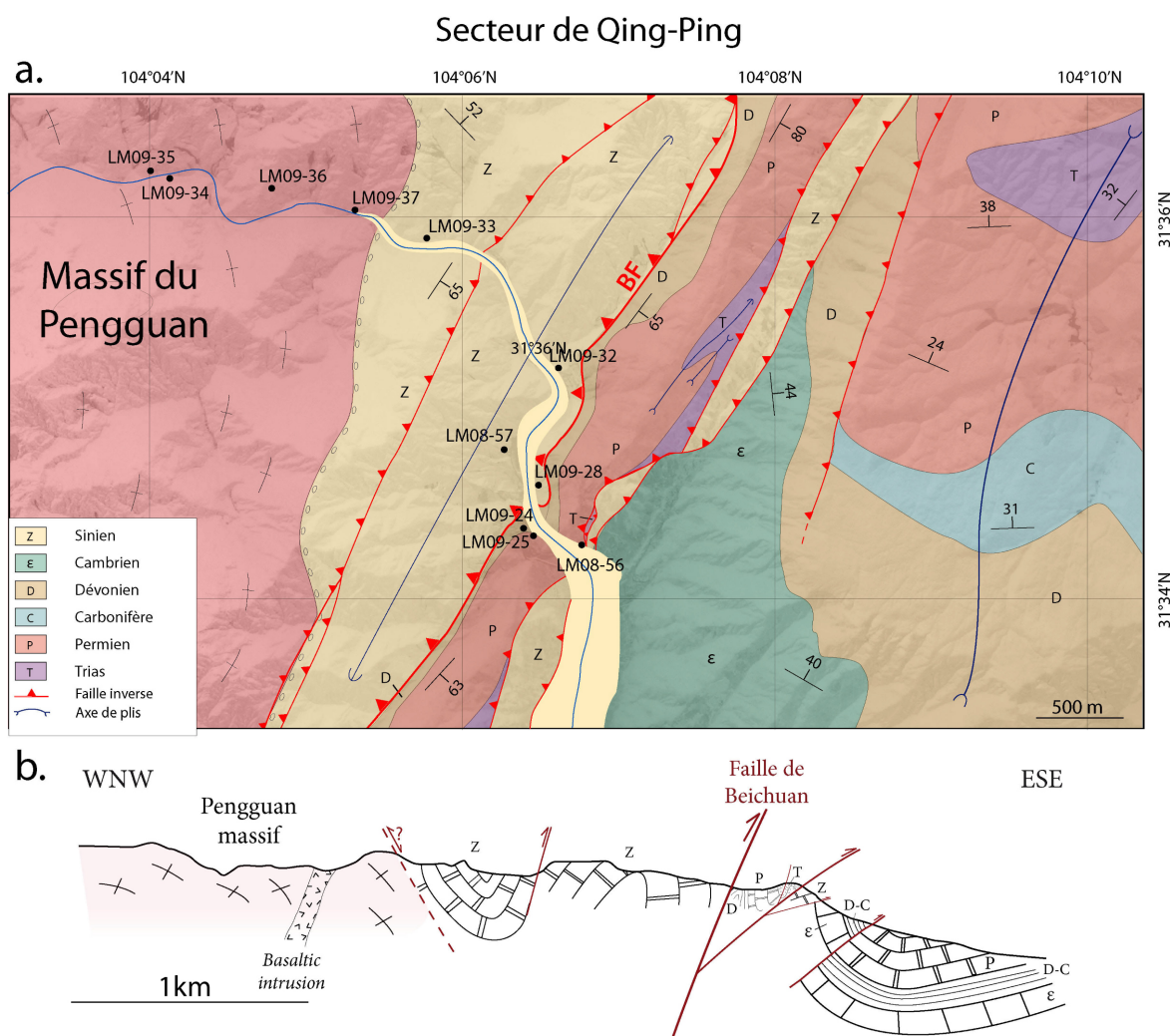


FIGURE 4.78 – Carte géologique détaillée de la région de Qing-Ping drappée sur l'image SPOT 5. On note que le front de la faille de Beichuan montre une structure de détail complexe avec une diverticulations (écaïlle de Permien, Trias et Dévonien). La faille de Beichuan ne passe pas exactement au contact du massif cristallin et de la courvetture sédimentaire.

La carte géologique de la zone et la coupe géologique synthétique (figure 4.78) mettent en évidence différentes branches de la faille de Beichuan. La rupture de surface du séisme de Wenchuan correspond à la première expression en surface de la faille de Beichuan que nous avons pu observer à l'arrêt LM08-56. Cette première expression en surface de la faille de Beichuan délimite l'Est d'une ride topographique principalement constituée de calcaires et de dolomies permienues et de calcaires noirs dévoniens. A l'arrêt LM08-56, le chevauchement des dolomies permienues massives et plissées sur une écaïlle de Trias

charbonneux cataclasé a été observé (figure 4.79).

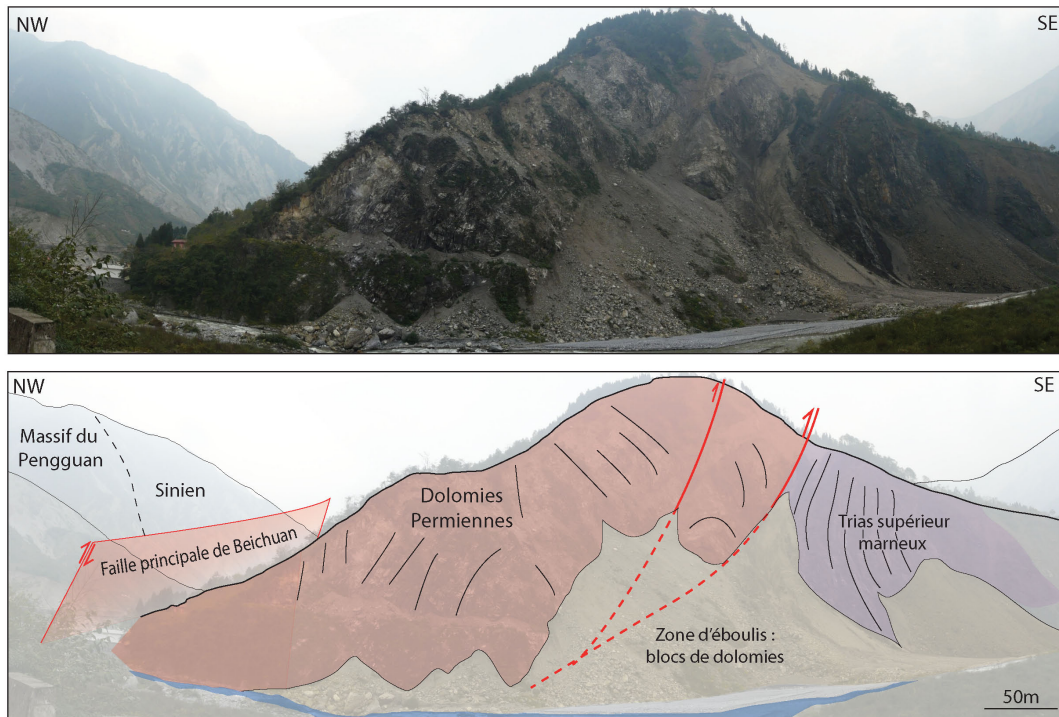


FIGURE 4.79 – Panorama au l'arrêt LM08-56, montrant la trace de la rupture de surface du séisme du 12 Mai 2008



FIGURE 4.80 – Miroir de faille inverse (N45 90 pitch 80NW)

Au même arrêt, nous avons pu mesurer un plan de faille inverse vertical (N45 90°) avec des stries présentant un pitch quasi-vertical (80° NW). Ce plan de faille est un marqueur de glissement inverse plus ancien dans la zone de faille de Beichuan (figure 4.5.3).

L'Ouest de la ride topographique de sédiments dévoniens et permien est délimité par une vallée linéaire ~N35 correspondant à la faille de Beichuan sensu stricto. C'est à la faveur de cette faille que ce fait le chevauchement du Pengguan (ici le Sinien) sur les sédiments de la chaîne d'avant-pays. Le contact a été observé à l'arrêt LM09-28 et se fait sur une zone écaillée de quelques dizaines de mètres impliquant des écaillés de calcaires (figure



4.81).

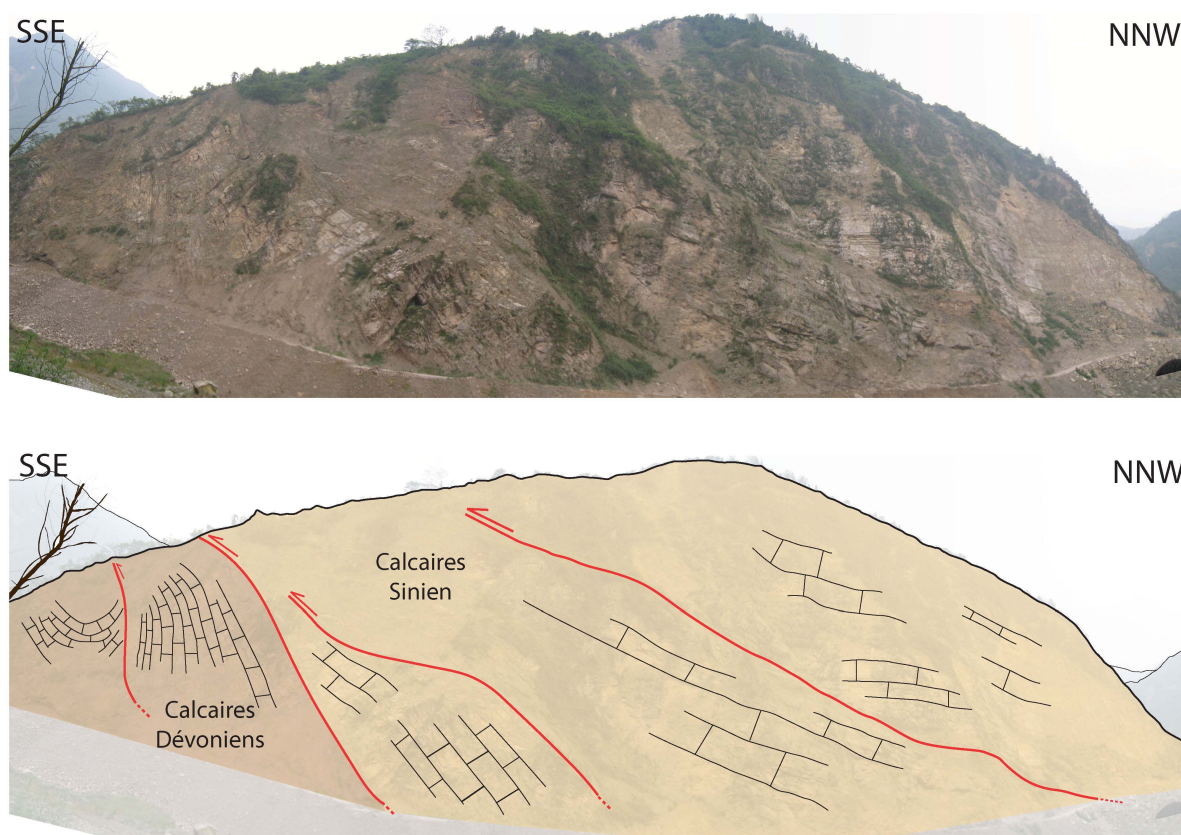


FIGURE 4.81 – Panorama montrant le chevauchement du Sinien sur les sédiments Dévonien

Passé ce contact, le relief est caractéristique de roches plus dures présentant des pendages plus importants. En effet, les sédiments Siniens sont très redressés (pendages de l'ordre de  $65^\circ$  (figure 4.82). En continuant dans la vallée, nous avons traversé les sédiments Siniens au pendage assez redressés (figure 4.82).

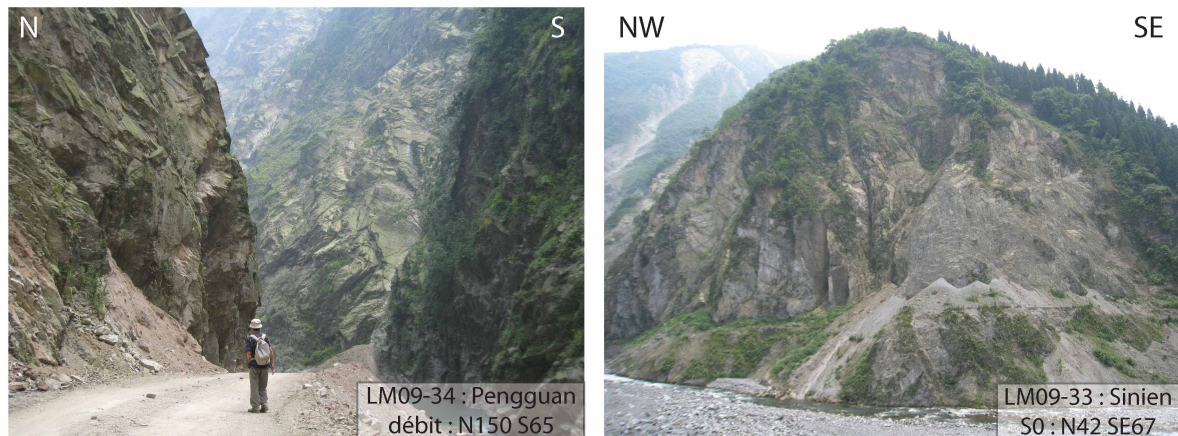


FIGURE 4.82 – **a.** Photographie prise dans le massif du Pengguan où le débit observé dans le granite est bien visible **b.** Photographie des sédiments siniens à proximité du massif du Pengguan montrant une stratification redressée

Le contact entre le granite du massif du Pengguan et sa couverture sédimentaire n'est pas visible dans cette vallée mais l'accord entre les orientations du litage dans le massif du Pengguan et les stratifications dans les sédiments Siniens, la corrélation cartographique de ces sédiments qui enveloppent le massif du Pengguan, ainsi que l'absence d'évidence d'une zone de faille ou de cisaillement importante favorise l'hypothèse d'une discordance sédimentaire plutôt qu'un contact faillé entre ces deux unités.



#### 4.5.4 La faille de Beichuan dans le secteur de Qia Ping

Au Nord du massif de Qing Ping, le secteur de Qia Ping permet de voir le contact entre les sédiments principalement Siluriens et Dévoniens d'affinité Songpan et la chaîne plissée d'avant-pays.

Similairement au secteur de Qing Ping, la rupture de surface associée au séisme du 12 Mai 2008 sur la faille de Beichuan a atteint d'importants rejets verticaux, de l'ordre de 5m. Cependant, dans cette zone, la faille de Beichuan est marquée par un saut de déformation plutôt que par le contact entre le massif du Pengguan et la chaîne d'avant-pays.

Dans la zone de QiaPing, la faille de Beichuan est localisée le long d'un seul tracé et met au contact des sédiments très déformés sur les sédiments de la chaîne d'avant-pays (figure 4.83).

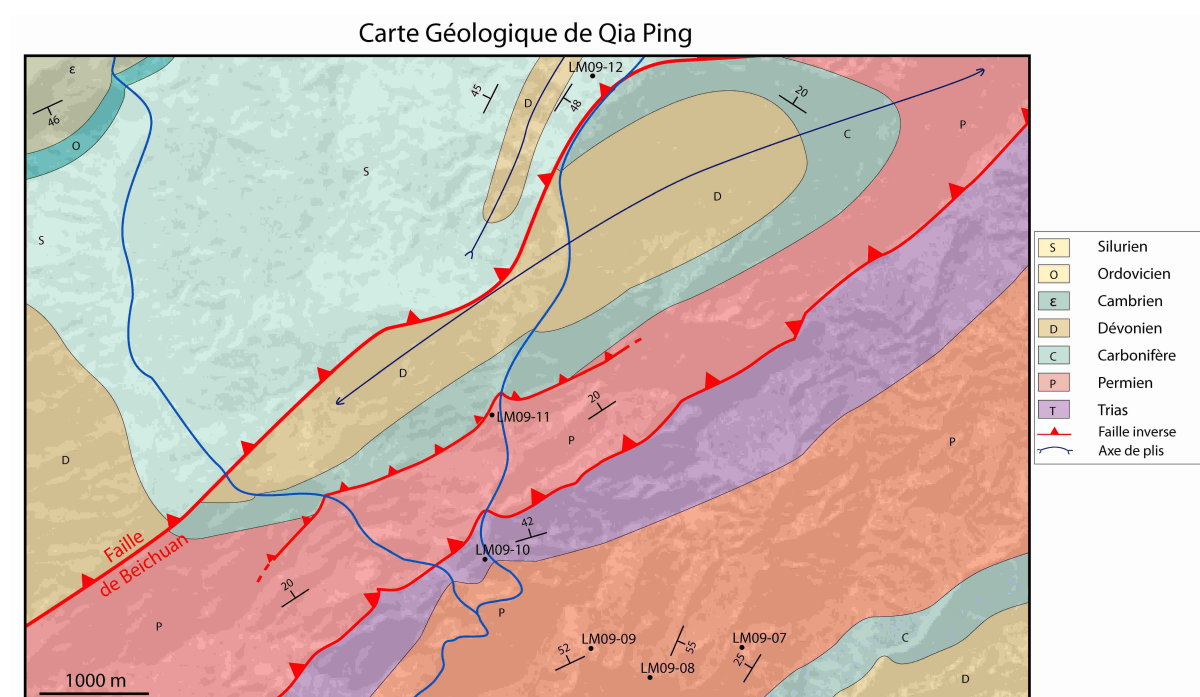


FIGURE 4.83 – Carte géologique du secteur de QiaPing drappée sur les données SRTM.



FIGURE 4.84 – Déformation affectant les sédiments Siluriens de l'arrêt LM09-12, montrant une schistosité importante et redressée.

En effet, ce contraste de déformation est bien visible, les sédiments permien de l'arrêt LM09-11 se présentent sous forme de bancs métriques de calcaire blanc massif, avec plusieurs chevauchements à vergence Sud-Est, indiquant un raccourcissement modéré, en domaine cassant.

A l'inverse, les sédiments siluriens et dévoniens de l'arrêt LM09-12 (figure 4.84) sont fortement pentés (environ  $65^\circ$ ) et présentent des marqueurs de déformation importante (bandes SC, schistosité pénétrante).

La faille de Beichuan dans le secteur de QiaPing se traduit donc par un saut de déformation. L'exhumation sur la faille de Beichuan n'a pas permis dans ce secteur l'exhumation du massif cristallin du Pengguan, présents sous les schistes siluriens et dévoniens du Songpan Garze.

## Synthèse concernant l'expression de la faille de Beichuan dans les Longmen Shan

1. La faille de Beichuan marque la transition entre la chaîne d'avant-pays et les zones plus internes de la chaîne.
2. Elle accommode l'exhumation du massif du Pengguan dans la partie centrale où la chaîne d'avant pays semble la plus raccourcie.
3. L'évolution Nord-Sud de l'expression de la faille lors du séisme du Sichuan semble correspondre à l'évolution à plus long terme de cette faille.
4. Variation de l'expression de la faille du Nord au Sud mais des écailles de sédiments d'âges sinien à permien sont souvent incorporés dans la zone de faille.

## 4.6 La zone de cisaillement de Wenchuan

A l'Ouest du massif du Pengguan, la topographie est marquée par une grande vallée, de direction  $\sim N45$ , perpendiculaire au gradient topographique majeur, dans laquelle coule la Min Jiang. Cette direction héritée correspond à une zone de faille récente réactivant une zone de cisaillement ductile majeur, c'est la zone de cisaillement de Wenchuan. La zone de cisaillement de Wenchuan marque la transition entre les sédiments du Songpan Garze et le massif du Pengguan et sa couverture sédimentaire d'affinité Yangtze. Cette zone de cisaillement est donc associée à un contraste de déformation et de métamorphisme affectant les roches de part et d'autre de la zone de cisaillement. De plus, dans le premier chapitre de cette thèse, nous avons vu que la zone de cisaillement de Wenchuan se localisait à l'aplomb du saut de Moho.

Cette étude a pour objectif de définir, quantifier et dater les différentes phases d'activation de la zone de cisaillement de Wenchuan, afin de répondre à plusieurs questions :

- Pourquoi le saut de Moho se situe-t-il à l'aplomb d'une zone de cisaillement ductile délimitant deux provinces métamorphiques contrastées ?
- Est-ce que l'épaississement de la croûte tibétaine peut-être la conséquence d'un seul épisode de déformation ou est-ce le résultat d'un héritage structural complexe ?
- Est-ce que le fonctionnement de la zone de cisaillement de Wenchuan au cours du temps peut apporter des informations sur le fait que les Longmen Shan soient une frontière localisant la déformation depuis l'orogène Indosinienne (voire depuis le Néoprotérozoïque) ?

Pour décrire l'évolution des déformations dans la zone de cisaillement de Wenchuan, plusieurs techniques d'estimations thermo-barométriques et géothermométriques ont été appliquées (multi-équilibres chlorites/phengites/quartz et eau, RSCM, équilibre biotites/grenats et réalisation de pseudosections).

Cette partie va tout d'abord présenter une synthèse bibliographique des données publiées sur la zone de cisaillement de Wenchuan, avant de présenter nos résultats le long de plusieurs coupes à travers la zone de cisaillement.

### 4.6.1 Synthèse bibliographique sur la zone de cisaillement de Wenchuan

La zone de cisaillement de Wenchuan est une zone de déformation ductile de plus de 25km de large. Dans cette vallée très incisée, de nombreux plans de décrochements associés à un mouvement dextre sont observés (Densmore *et al.*, 2005). Certains auteurs suggèrent un jeu actuel normal de la faille de Wenchuan (Burchfiel *et al.*, 1995, 2008; Royden *et al.*, 2008) mais les données récentes de thermochronologie (U-Th)/He montrent qu'aucun jeu normal ou inverse n'a eu lieu sur la faille de Wenchuan depuis au moins 10 Ma (Godard, 2006; Godard *et al.*, 2010). Il apparaît donc que la faille de



Wenchuan accommode principalement un jeu décrochant dextre mais ne permet pas d'exhumation relative de part et d'autre de la faille.

En plus de présenter des marqueurs de déformation cassante, la zone de cisaillement de Wenchuan marque la transition entre la pile sédimentaire déformée des flyschs du Songpan Garze au Nord-Ouest et les massifs cristallins et leur couverture sédimentaire peu déformée d'affinité Yangtze au Sud-Est. La majorité des auteurs considère que la zone de cisaillement de Wenchuan a permis l'exhumation de la base de la pile sédimentaire du Songpan Garze lors de l'orogénèse indosinienne (Dirks *et al.*, 1994; Chen *et al.*, 1994, 1995; Burchfiel *et al.*, 1995; Chen and Wilson, 1996; Worley and Wilson, 1996; Harrowfield, 2001; Harrowfield and Wilson, 2005; Wilson *et al.*, 2006; Robert *et al.*, 2010a).

Les études précédentes se sont concentrées dans la région du Xuelong Bao, un granite de forme elliptique affleurant dans la zone de cisaillement de Wenchuan, entouré de sédiments paléozoïques plissés (figure 4.85).

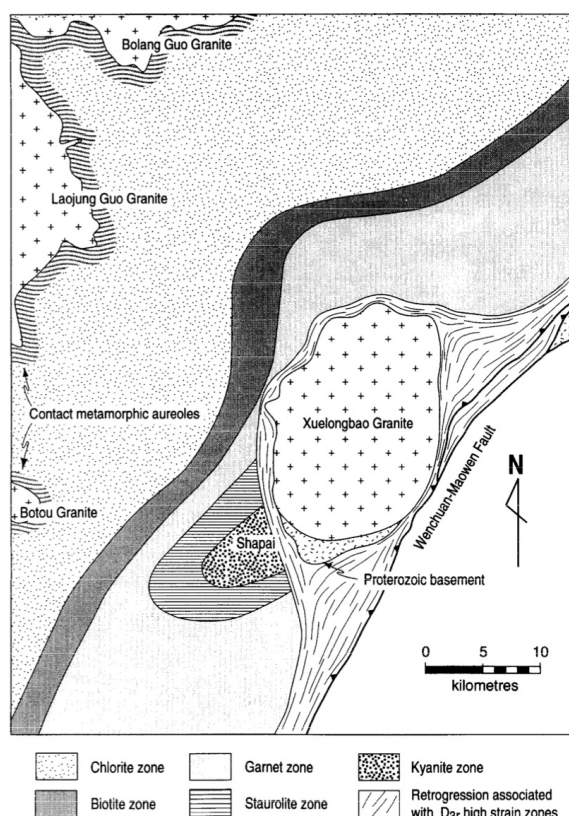


FIGURE 4.85 – Carte dans la zone de cisaillement de Wenchuan, autour du massif du Xuelong Bao indiquant la distribution des isogrades métamorphiques, des auroles de métamorphisme de contact et la zone de rétrogradation en faciès schistes verts. Figure de Worley and Wilson (1996)

Un des premiers points débattus concerne l'âge du granite du Xuelong Bao qui est interprété comme un granite syn-tectonique d'âge Indosinien par plusieurs auteurs (Dirks *et al.*, 1994; Worley and Wilson, 1996; Harrowfield, 2001; Harrowfield and Wilson, 2005). Cependant, plusieurs études géochimiques indiquent que le Xuelong Bao est un équivalent du massif cristallin du Pengguan (Long, 1991; Zhou *et al.*, 2006; Yan *et al.*, 2008; Billerot, 2011a) et ce granite est daté à environ  $748 \pm 7$  Ma (Zhou *et al.*, 2006) à partir de l'application de la méthode U-Pb sur zircons. Worley and Wilson (1996) argumentent l'âge du granite comme étant associé à l'orogénèse indosinienne car des brèches magmatiques dans des sédiments ordoviciens à l'Ouest du massif du Xuelong Bao sont décrites. Cependant, ces sédiments n'ayant pas été datés, il est difficile d'affirmer qu'ils sont d'âge Ordovicien et leur attribuons un âge Néoprotérozoïque à proximité du granite. Nous interprétons donc

le massif du Xuelong Bao comme une écaille de socle du craton du Yangtze, d'âge Néoprotérozoïque.

Concernant le métamorphisme affectant les sédiments du Songpan Garze, Chen *et al.* (1994) et Worley and Wilson (1996) considèrent que la première phase de déformation de l'orogénèse indosinienne  $D_1$  correspond à une compression SSW-NNE ayant formé les plis isoclinaux serrés dans les sédiments du Songpan Garze. Dans la zone de cisaillement de Wenchuan, cette phase  $D_1$  est surimprimée et réorientée par une seconde phase de déformation indosinienne  $D_2$ , correspondant à un mouvement transpressif sénestre. Enfin, ces auteurs attribuent une dernière phase de déformation  $D_3$  à la fin de l'orogénèse indosinienne et aux phénomènes post-orogéniques, caractérisée par un métamorphisme de haute température.

Dans la zone de cisaillement de Wenchuan, Dirks *et al.* (1994) et Worley and Wilson (1996) décrivent un métamorphisme de type barrovien présentant un gradient métamorphique augmentant vers l'Est (figure 4.85).

Cette augmentation de l'intensité du métamorphisme se traduit par une transition des roches à chlorite et muscovite à des roches à biotite et grenat. L'occurrence de disthène et de staurotide au Sud-Ouest du massif du Xuelong Bao, dans les sédiments paléozoïques, (figure 4.85) est interprétée comme un marqueur du pic de métamorphisme atteint par ces sédiments.

Dirks *et al.* (1994) n'a pas décrit la présence de disthène au Sud du massif du Xuelong Bao mais a estimé le pic de métamorphisme dans la zone de cisaillement de Wenchuan comme ayant atteint des températures de 550-600 °C et des pressions de l'ordre de 5 à 7 kbar, à partir de grilles pétrogénétiques dans le système KFMASH. Ces mêmes auteurs ont décrit la présence d'une auréole de métamorphisme à cordiérite. L'observation d'un assemblage stable à staurotide (pic de métamorphisme), cordiérite (phase post-orogénique) et muscovite a été interprétée par ces auteurs comme marqueur d'une décompression limitée entre le pic de métamorphisme et la phase post-orogénique de plus haute température.

A l'inverse Worley and Wilson (1996) ne décrivent pas d'auréole de métamorphisme mais décrivent la présence de disthène au Sud du massif du Xuelong Bao. En utilisant le logiciel THERMOCALC (Estimations "Average P-T"; (Holland and Powell, 1998)) et des grilles pétrogénétiques dans le système NCKFMASH, Worley and Wilson (1996) ont obtenu un pic de métamorphisme de l'ordre de 600-650°C pour des pressions de 5.5 à 9.5 kbar. A l'inverse de Dirks *et al.* (1994), ces auteurs décrivent une importante décompression post-orogénique à la fin de l'Indosinien.

Billerot (2011b) a calculé un pic de métamorphisme pour des conditions de pression de l'ordre de 8kbar et de températures d'environ 550 °C à partir de pseudosections réalisées avec le logiciel PERPLEX (Connolly, 2005), ce qui est en accord avec les précédents résultats de Worley and Wilson (1996).

Selon Worley and Wilson (1996), la partie Est de la zone de cisaillement de Wenchuan a subi une importante rétrogradation des roches de haut grade dans le faciès schiste vert, associé à la fin de l'orogène Indosinienne. Cette phase de rétrogradation est marquée par la croissance syn-tectonique de chlorite, muscovite et de biotite et d'importantes circulations de fluides.

Cependant, les études métamorphiques et structurales antérieures n'ont été menées qu'aux alentours du massif du Xuelong Bao et nous avons choisi de compléter les études précédentes en étudiant principalement une coupe au Nord de la zone de cisaillement de Wenchuan (coupe de Jiunding) et une coupe au Sud (coupe de Gengda). De plus, les précédentes techniques se sont concentrées sur l'estimation des conditions de pression et de température du pic de métamorphisme alors que l'application du thermobaromètre chlorites-phengites-quartz-eau nous a permis de définir les conditions du chemin prograde.

### 4.6.2 Le secteur de la ville de Gengda

A l'Est de Wolong, le secteur de la ville de Gengda est facilement accessible et permet l'étude de la zone de faille de Wenchuan dans la partie Sud des Longmen Shan (figure 4.86).

#### Carte géologique de la région de Gengda

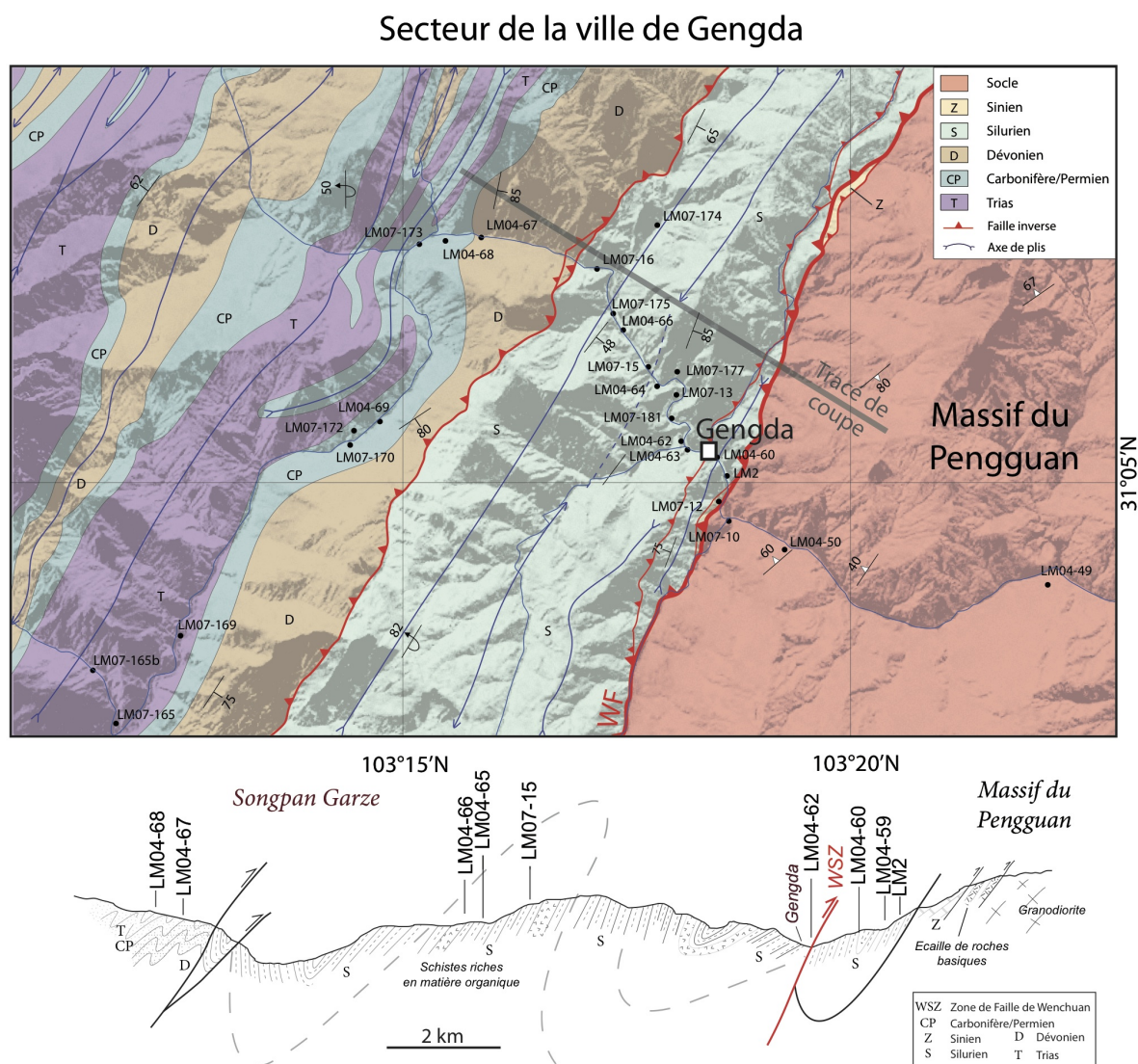


FIGURE 4.86 – a) Carte géologique détaillée de la région de Gengda drappée sur l'image Landsat et SRTM 3". Les indications de pendage sont indiquées. b) Coupe géologique détaillée de la zone de Gengda, les principaux arrêts traités dans la suite du manuscrit sont localisés.



Le secteur de Gengda peut être décomposé en plusieurs zones (figure 4.86). Le massif du Pengguan se situe le plus à l'Est et est bordé à l'Ouest par la zone de faille de Wenchuan. Cette zone de faille se caractérise par plusieurs écaïlles de tailles variables affectant des roches de socles et des sédiments sinien. En effet, l'Ouest du massif du Pengguan est caractérisé par la présence d'une écaïlle de roches basiques protérozoïques étudiées par Billerot *et al.* (submitted) ainsi que d'une écaïlle de sédiments sinien intensément déformés mais ne présentant pas de minéraux marqueurs d'un métamorphisme de haut-grade, probablement lié à la nature carbonatés de ces sédiments. A l'inverse, dans la seconde écaïlle, l'épaisse série déformée de sédiments siluriens, constituant la base des flyschs du Songpan Garze affleure à la faveur de 2 écaïlles. Les sédiments de la première écaïlle au contact du massif du Pengguan sont très redressés et forment un synclinal pincé. A l'Ouest de cette écaïlle, l'épaisse série silurienne présente des pendages variables et forme de grands plis déversés. Enfin, la partie Ouest de la zone de Gengda est constituée des sédiments flychoïdes d'âges dévoniens à triasiques inférieur intensément plissés (figure 4.86).

### Etude structurale de la région de Gengda

Les mesures structurales de stratifications et schistosités dans le secteur de Gengda (figure 4.87) montrent une première schistosité  $S_1$  de direction environ N40 ( $\pm 20$ ) et de pendages variables du fait du plissement important affectant ces séries. Une seconde schistosité  $S_2$  présente des directions d'environ N20 avec des pendages pseudo-verticaux (figure 4.87).

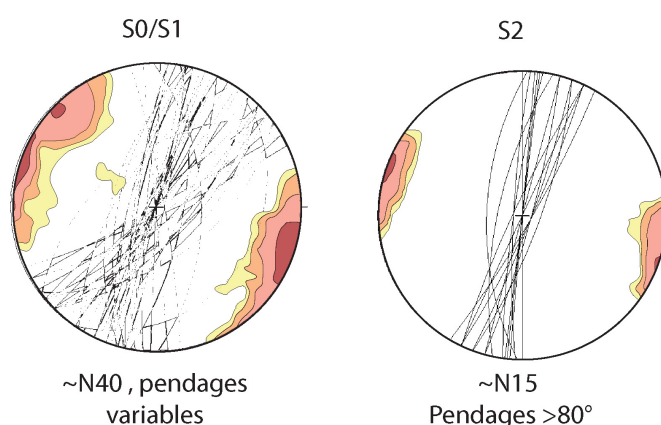


FIGURE 4.87 – Diagrammes stéréographiques des mesures de stratigraphie et de schistosités dans la zone de Gengda. Les  $S_0$  et les  $S_1$  présentent des pendages et des directions variables, à l'inverse, les  $S_2$  sont très redressées et de direction  $\sim$  N20. La  $S_2$  est une schistosité de plan axial des plis affectant la  $S_1$

Ces indications montrent donc que la schistosité  $S_2$  est une schistosité de plan axial des plis  $F_2$  affectant la première schistosité  $S_1$ .

De plus, la direction des linéations minérales et d'étirement suggère une activation de la zone de cisaillement de Wenchuan avec une importante composante décrochante (figure 4.88). Les linéations de direction  $\sim N40$  présentent des plongements de l'ordre de  $40$  à  $60^\circ$  majoritairement vers le Nord-Est, lesquels suggèrent soit un mouvement inverse sénestre soit un mouvement normal dextre.

Dans la région où les linéations minérales et d'étirement sont orientées  $\sim N40$ , nous avons observé des structures de cisaillement de type SC indiquant un mouvement du haut vers l'Est ou le Sud-Est ce qui n'est pas compatible avec les directions de linéations. Cependant, ces structures SC ont toujours été observées à des affleurements où la linéation minérale n'a pas pu être mesurée.

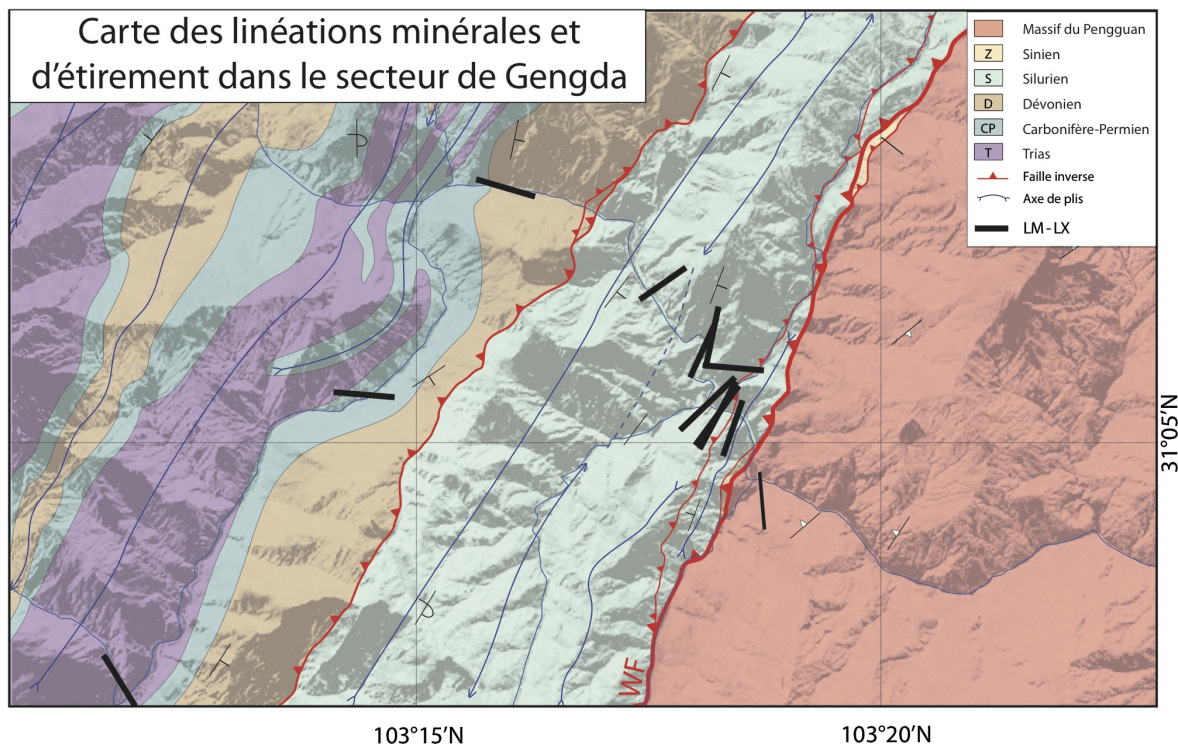


FIGURE 4.88 – Représentation cartographique des linéations minérales et d'étirement dans le secteur de Gengda. Ces linéations se parallélisent à la direction  $N45$  dans la zone de faille de Wenchuan, alors qu'elles sont obliques en s'éloignant de la zone de faille. L'activation tardive avec un mouvement décrochant de la zone de faille de Wenchuan par rapport à l'arrivée de la nappe du Songpan Garze est imprimée dans les linéations minérales et d'étirement.

A l'inverse, dans les sédiments dévoniens à triasiques, les linéations sont globalement perpendiculaires aux directions de  $S_0/S_1$ , ce qui est compatible avec les structures SC observées dans ces sédiments indiquant un mouvement du haut vers le Sud-Est.

Il semble donc au premier ordre que la zone de cisaillement de Wenchuan ait enregistré au moins deux cinématiques différentes. Cependant, une étude structurale et microstructurale plus détaillée serait nécessaire du fait de la complexité de cette zone.

#### Carte des occurrences minéralogiques et des pics thermiques dans la région de Gengda

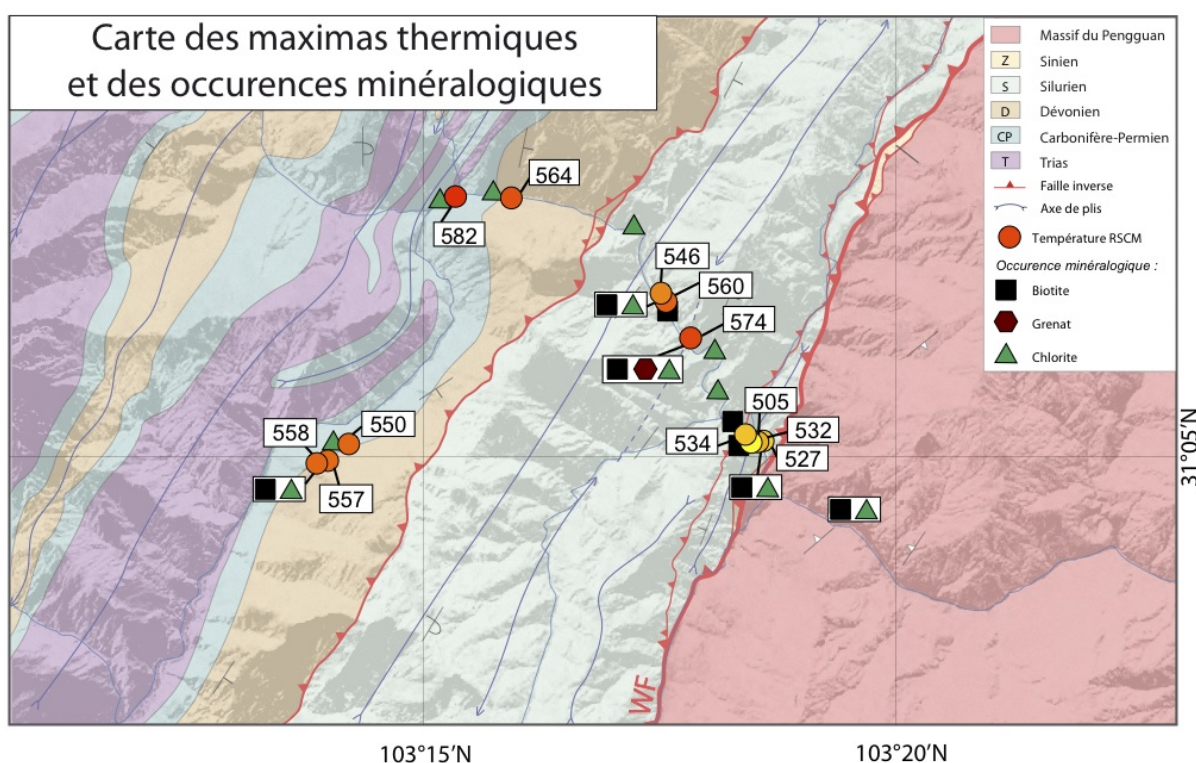


FIGURE 4.89 – Localisation des maximas thermiques obtenus à partir de la méthode RSCM et des occurrences minéralogiques dans le secteur de Gengda.

Les maximas thermiques calculés pour plusieurs échantillons de la zone de Gengda ainsi que les occurrences minéralogiques sont présentés sur la figure 4.89. Les températures maximales atteintes indiquent un gradient inverse de température d'Est en Ouest, en s'éloignant de la zone de cisaillement de Wenchuan. Les températures maximales allant jusqu'à  $582^{\circ}\text{C}$  sont obtenues dans les sédiments les plus jeunes, d'âge dévoniens à triasiques. Dans la première écaïlle de sédiments siluriens, au contact du massif du Peng-

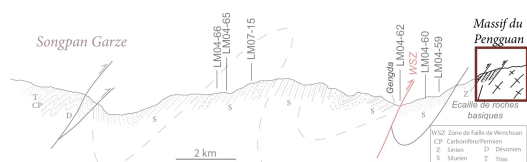
guan, les températures maximales sont de 505 à 534 °C, ce sont les plus faibles de la zone de Gengda. Sur la carte des occurrences, des phengites ont été observées dans tous les échantillons de la zone de Gengda. La majorité des échantillons présentent des chlorites et des biotites dans leur composition minéralogique. A l'inverse, un seul échantillon d'âge Silurien contient des grenats (LM07-15A).

Pour comprendre le gradient inverse observé et l'évolution métamorphique de ce secteur, il est important d'étudier de façon détaillée l'évolution des déformations et du métamorphisme le long d'une coupe d'Est en Ouest dans le secteur de Gengda (coupe présentée et localisée sur la figure 4.86).



## Évolution des déformations et du métamorphisme le long d'une coupe d'Est en Ouest dans le secteur de Gengda

### Le Massif du Pengguan



Dans le secteur de Gengda, les roches cristallines du massif du Pengguan présentent des chimies variables, allant de compositions granitiques à gabbroïques. La partie Est du massif est caractérisée par un magmatisme bimodal. À l'inverse, à proximité de la faille de Wenchuan,

le massif cristallin est constitué de roches acides (granites et granodiorites). Enfin, une écaille de roches basiques (basaltes, gabbros...) affleure en bordure Ouest du massif. Billerot (2011a) a effectué une étude précise de cette écaille de roches basiques et plusieurs points importants sont à retenir :

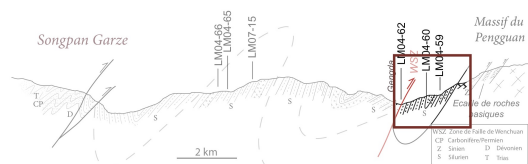
- Ces roches basiques sont datées du Néoprotérozoïque et correspondent à du magmatisme possédant une signature de bassin arrière-arc. Cette zone était une marge active pendant le Néoproterozoïque et la chimie des roches basiques a mis en évidence un retrait de la plaque plongeante pendant cet épisode de marge active (Billerot, 2011a; Billerot *et al.*, submitted).
- Ces roches basiques sont caractérisées par un premier assemblage magmatique à clinopyroxènes et plagioclases surimprimé par un métamorphisme amphibolitique (non daté) caractérisé par la présence de plagioclases, hornblendes, grenats, micas et épidotes. Enfin, les grenats ont été rétrotransformés en chlorites dans le faciès schiste vert (Billerot, 2011a).

À l'Ouest de l'écaille de roches basiques, un affleurement de méta granite (LM07-12) a été échantillonné. Cette roche mylonitique est fortement schistosée et caractérisée par la présence de micas blancs dans la foliation, de petite taille ( $< 50\mu m$ ). Les feldspaths forment de gros cristaux qui sont déstabilisés en quartz et mica blanc. La petite taille des micas blancs ainsi que le peu de minéraux métamorphiques dans ce méta granite ne nous ont pas permis de mener une étude métamorphique dans cette unité.

Les zircons de cet échantillon ont été extraits et datés au LA-ICPMS en collaboration avec Alain Cocherie (BRGM, Orléans) en appliquant la méthode U-Pb. Les zircons de cette lame sont très homogènes et présentent des zonations de type magmatique avec une fine bordure de surcroissance probablement associée à un épisode métamorphique.

Le coeur des zircons a été daté à  $747 \pm 7$  Ma mais les bordures de surcroissance étaient trop fines par rapport à la taille du faisceau. Les résultats de ces datations sont présentés dans l'annexe C.

## Les métapélites siluriennes écaillées au contact du massif du Pengguan



A l'Ouest du massif du Pengguan, dans la zone de cisaillement de Wenchuan, nous avons échantillonné des métapélites d'âge Silurien, affleurant à la faveur d'une écaille tectonique de quelques centaines de mètres de large.

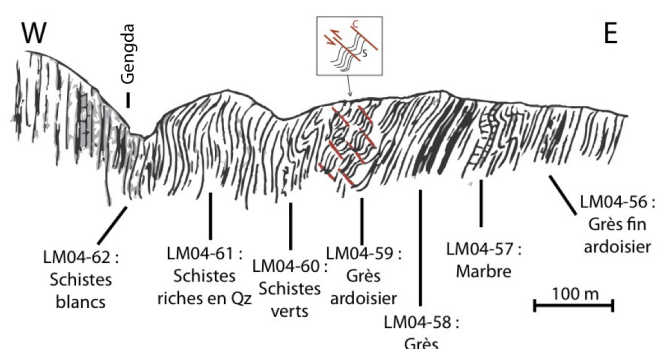


FIGURE 4.90 – Coupe de terrain de la partie Ouest de l'écaille au contact du massif du Pengguan localisant les différents échantillons.

La majorité des échantillons correspondent à des calcschistes à passées gréseuses, métamorphisés dans le faciès schiste vert et présentant des minéraux de très petite taille, ce qui n'a pas permis une étude pétrologique détaillée de cette écaille. Cependant, cette partie présente les résultats obtenus pour deux échantillons, le premier LM04-52, localisé dans la partie Est de l'écaille et l'échantillon LM04-59, dans la partie Ouest de cette écaille (figure 4.90).

Les sédiments de cette écaille sont très redressés, la schistosité est quasiment verticale (plus de  $80^\circ$  et sa direction est  $\sim N45$ ).

## Calcschiste du Silurien : LM04-52

Les minéraux présents dans cet échantillon sont des biotites, phengites, chlorites, quartz, feldspaths alcalins et plagioclases (principalement de l'albite), de la calcite et quelques apatites, oxydes et tourmaline comme minéraux accessoires.

Une chronologie des déformations peut être effectuée sur cette lame, une première schistosité  $S_1$  est portée par les micas blancs et affecte les biotites qui sont donc antérieures. Cette schistosité  $S_1$  est associée au fonctionnement de plans de cisaillement  $C_1$  qui ont permis la recristallisation de micas blancs dans les zones de cisaillement.

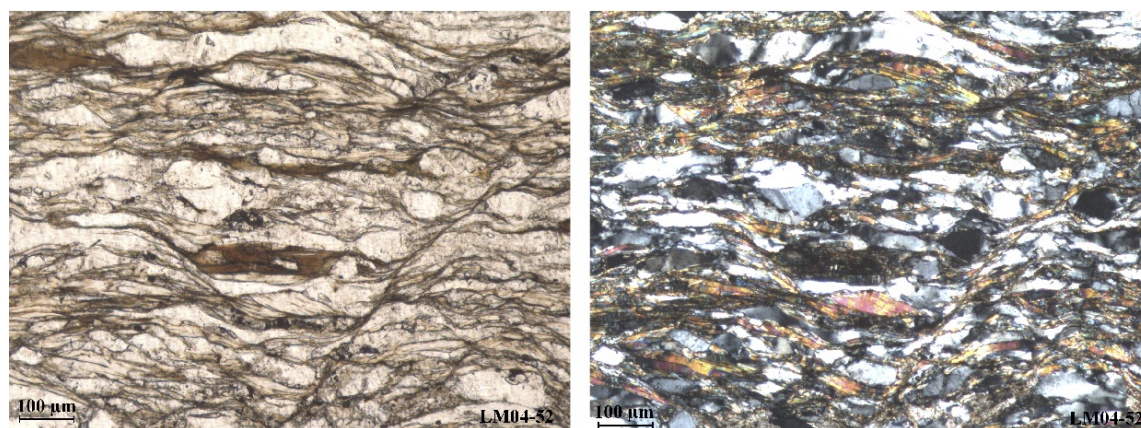


FIGURE 4.91 – Photographies de la lame LM04-52 (Lumière Naturelle à gauche et Lumière Polarisée Analysée à droite). Les biotites sont antérieures à la schistosité  $S_1$  portée par les micas blancs et associée à des plans de cisaillement  $C_1$ .

#### Calcschiste du Silurien LM04-59 ( $T_{RSCM} = 533^\circ C$ )

Ces métapélites siluriennes sont des calcschistes riches en matière organique, contenant principalement du quartz, de la calcite, des phengites et quelques chlorites. La croissance des chlorites est synchrone de celle des phengites mais n'est pas associée à des structures cisailantes de type SC (figure 4.92). La schistosité observée  $S_1$  est portée par les chlorites et les phengites.

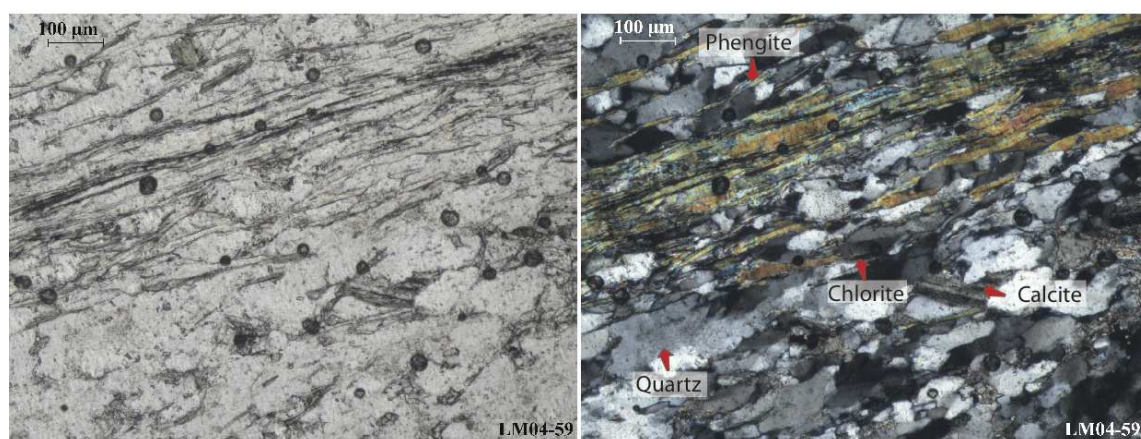


FIGURE 4.92 – Photographies de la lame LM04-59 montrant la paragenèse à Quartz-Calcite-Chlorite-Phengite (Lumière Naturelle à gauche et Lumière Polarisée Analysée à droite). Les cristaux de chlorite et de phengite sont étirés, synchrones et portent la foliation.

Afin de déterminer les conditions de pression et de température de cristallisation de cet assemblage à chlorites-phengites, nous avons analysé la chimie de ces minéraux typiques du faciès schiste vert.

Les analyses de chlorites de l'échantillon LM04-59 montrent que ces chlorites sont constituées à  $\sim 60\%$  des pôles daphnite et clinochlore (pôle stable à basse pression et haute température), de 20 à 40% d'amésite (pôle stable à haute pression et haute température) et de 0 à 20% de sudoïte (pôle stable à basse pression et basse température) (figure 4.93).

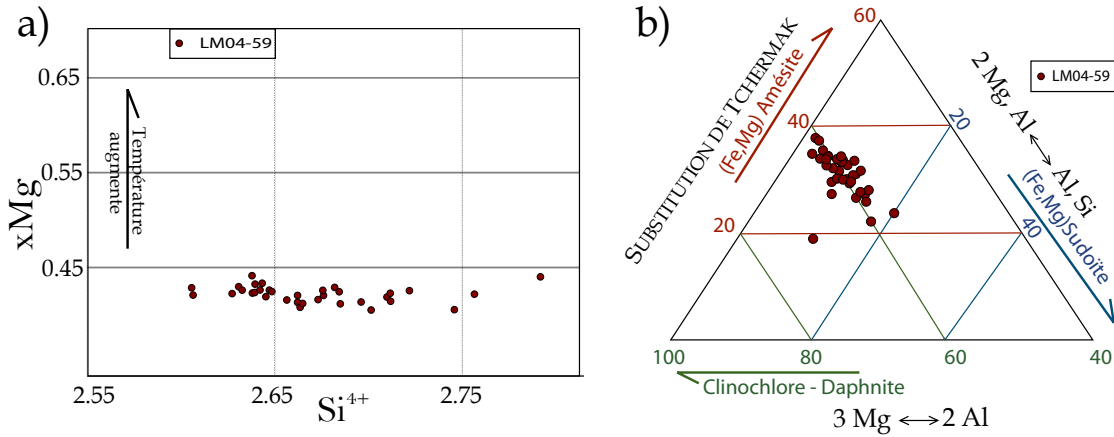


FIGURE 4.93 – Analyses chimiques des chlorites de la lame LM04-59 a) Diagramme du  $xMg$  en fonction de la quantité de  $Si^{4+}$  de la formule structurale des chlorites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Clinochlore + Daphnite et Sudoïte des chlorites afin de mettre en évidence les différentes substitutions.

Ces chlorites ont des rapports  $xMg$  constants d'environ 0.42 et des valeurs de  $Si^{4+}$  variant entre 2.6 et 2.8. Ces analyses montrent un contenu important en amésite de ces chlorites, cependant, nous n'avons pas pris en compte le  $Fe^{3+}$  dans ces analyses, ce qui entraînent une surestimation du pôle amésite et donc une surestimation de la température d'équilibre de ces chlorites.



Les analyses des phengites de la lame LM04-59 présentent relativement peu de variations de la teneur en  $Si^{4+}$  qui varie entre 3.1 et 3.25, ce qui indique des compositions proches du pôle muscovite et une cristallisation à des pressions relativement faibles (figure 4.94).

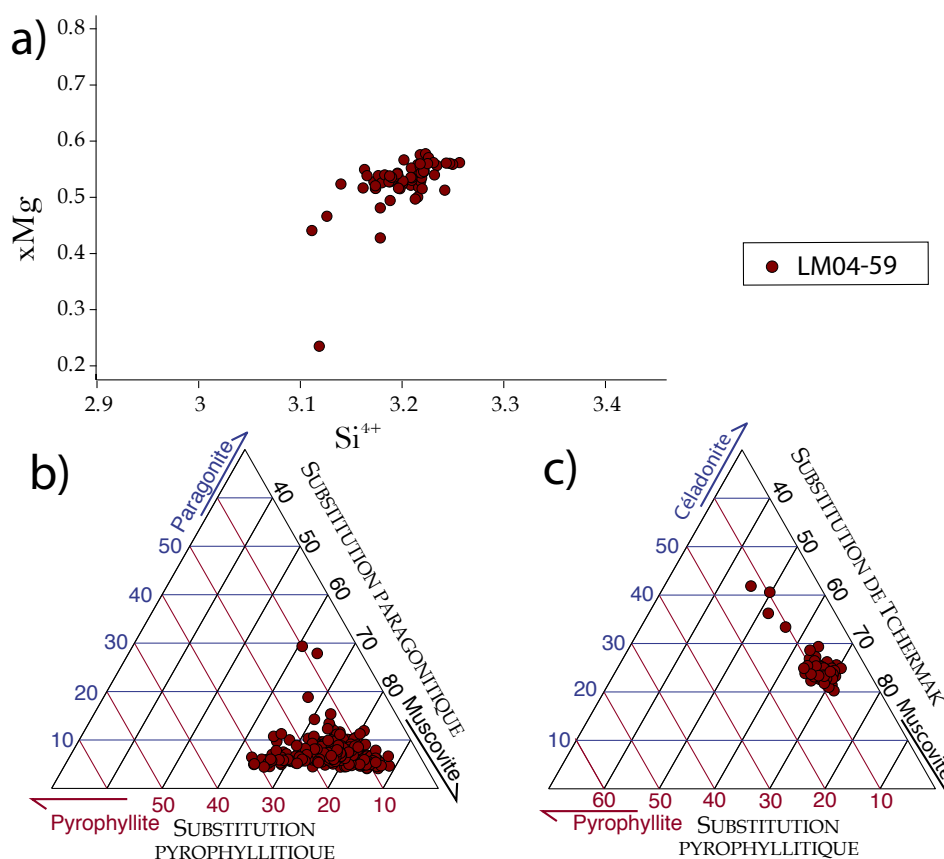


FIGURE 4.94 – Analyses chimiques des phengites de la lame LM04-59. a)  $xMg$  en fonction de la quantité de  $Si^{4+}$  de la formule structurale des phengites. b) Diagrammes triangulaires en fonction des pôles pyrophyllite, paragonite, céladonite et muscovite des phengites.

Ces phengites sont constituées entre 56 et 66% de muscovite, entre 20 et 33% de céladonite, entre 5 et 12% de pyrophyllite et entre 4 et 7% de paragonite. Ces analyses de phengites sont peu variables et la faible variation du contenu en céladonite suggère des pressions à l'équilibre de ces phengites peu variables. Cependant, il est important de prendre en compte l'hydratation des phengites pour interpréter cette variabilité chimique en terme de variation de pression. Sur la figure 4.94b, la faible proportion de paragonite et le fait de ne pas considérer le pôle céladonite entraîne une variation apparente importante de pyrophyllite qui est pourtant faible dans ces phengites (figure 4.94c).

Les analyses chimiques des chlorites et des micas de la lame LM04-59 ont permis l'estimation des conditions de pression et de température de cristallisation pour les assemblages à chlorites - phengites - quartz et eau (Vidal and Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2005, 2006) et phengites - quartz et eau (Dubacq *et al.*, 2010) (figure 4.95). Les droites bleues représentent les lignes pression-température univariantes, selon lesquelles les micas sont en équilibre avec le quartz et l'eau, le long desquelles leur état d'hydratation varie. La cohérence entre les différentes droites obtenues indiquent que les phengites de cette lame présentent peu de variation des courbes de pression en fonction de la température, ces phengites appartiennent donc à une seule génération. Seuls les équilibres entre chlorites et phengites en accord avec ces courbes d'hydratation des phengites ont été conservés et les résultats confirment des conditions d'équilibre entre  $5 \text{ et } 7 \pm 2 \text{ kbar}$  pour des températures variant de  $320 \text{ à } 380^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ . La température RSCM estimée dans cet échantillon est de  $533^\circ\text{C}$ .

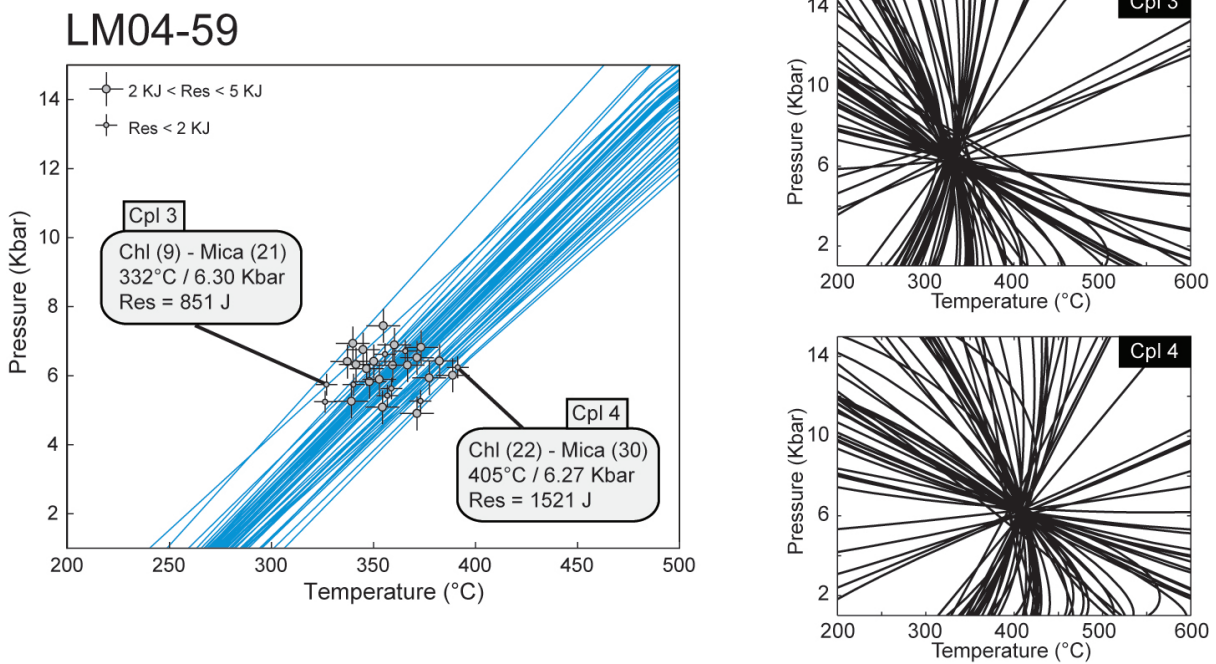


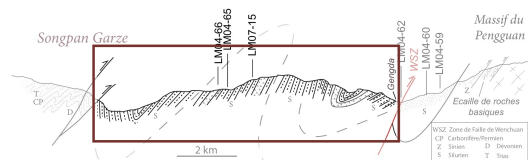
FIGURE 4.95 – Résultats Chlorites-Phengites-Quartz-Eau sur la lame LM04-59. Les droites bleues sont les droites PT d'équilibre des phengites suivant l'équilibre Phengite+Quartz+Eau. Les équilibres obtenus en accord avec les courbes d'hydratation des phengites sont indiqués par des points gris eainsi que la-e résidu (plus le résidu est faible et meilleur est l'équilibre). Les équilibres entre chlorites et phengites pour 2 couples sont représentés.

**Conclusions concernant l'écaillage de sédiments siluriens au contact du massif du Pengguan**

L'étude des sédiments siluriens écaillés au contact du massif du Pengguan a montré que :

- Une première paragenèse à biotites probablement associée au pic thermique enregistré par les matériaux carbonés correspond à des températures allant de 500 à  $530 \pm 50$  °C.
- Une seconde paragenèse à chlorites et phengites correspond à des conditions de températures à l'équilibre d'environ  $320-380 \pm 50$  °C et des pressions comprises entre 5 et  $7 \pm 2$  kbar.

### Les métapélites siluriennes écaillées dans la zone de cisaillement de Wenchuan.



Les températures obtenues à partir de la méthode RSCM varient entre 546 et  $574 \pm 50$  °C dans l'écaille occidentale de sédiments siluriens (figure 4.89). Dans de nombreux échantillons, une première paragenèse à biotites et  $\pm$  grenats est surimposée par une paragenèse à chlorites et phengites. Les roches affleurant dans cette écaille sont plissées et présentent des pendages variables.

Quelques structures SC observées à différentes échelles indiquent un mouvement du haut vers l'Est comme schématisé sur la figure 4.96.

Cette partie présente la description pétrologique des échantillons collectés dans cette écaille. L'évolution thermobarométrique de ces échantillons est déduite de l'application de la méthode des multi-équilibres entre chlorites, phengites, quartz et eau et de la géothermométrie à partir des équilibres entre biotites et grenats.

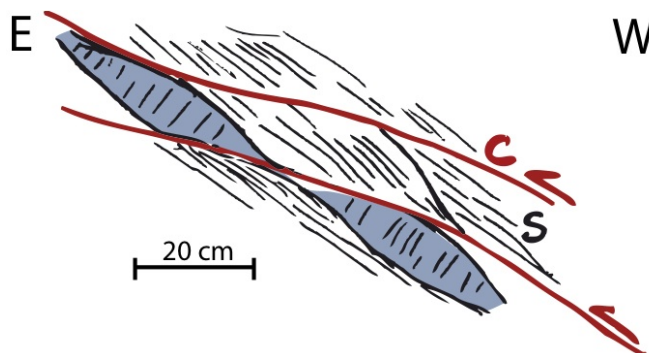


FIGURE 4.96 – Schématisation de structures SC observées à l'arrêt LM07-189



**Métapélite silurienne : échantillon LM04-63**

Des structures SC sont observables dans cet échantillon (figure 4.98). Une composante cisailante de la déformation a donc été enregistrée dans cet échantillon qui n'est cependant pas orienté.

La figure 4.97 est une photographie d'un affleurement à proximité de l'arrêt LM04-63, les structures SC à l'échelle macroscopique sont bien visibles, et indiquent un mouvement du haut vers le Sud-Est.

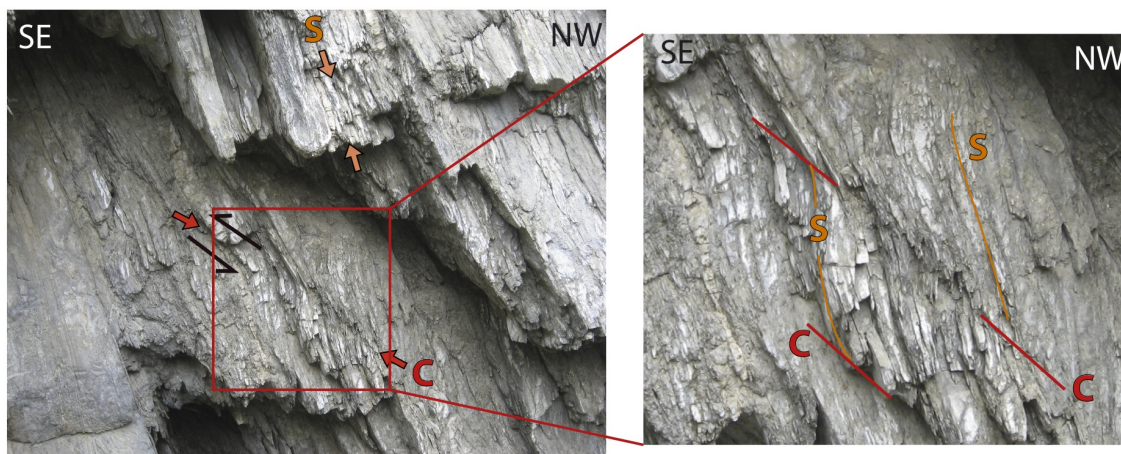


FIGURE 4.97 – a) Photographie d'un affleurement à proximité de l'arrêt LM04-63 montrant les bandes S-C à l'échelle macroscopique. Le mouvement mesuré est du haut vers le Sud-Est. b) Zoom de cet affleurement montrant bien les structures SC.

La métapélite LM04-63 est caractérisée par la présence de quartz, chlorites, oxydes, calcite et quelques rares phengites. La chimie des chlorites et phengites de cette lame n'a pas permis de faire des estimations de pression température du fait de la taille très réduite des phengites. Cependant, cet échantillon contient des monazites qui ont été datées au LA-ICPMS et les résultats sont présentés à la fin de cette partie.



FIGURE 4.98 – Photographie de la lame LM04-63 montrant les bandes SC, ainsi que la fracturation et le décalage d'un grain de quartz. Les chlorites et les quelques phengites sont étirées dans la foliation (échantillon non orienté).

### Métapélite LM07-13B ( $T_{RSCM} = 512^{\circ}C$ )

Plus à l'Ouest, l'échantillon LM07-13B présente une déformation similaire à celle observée dans l'échantillon précédent. Cependant, ce schiste silurien présente une paragenèse différente, à biotite, chlorite, muscovite et épidote. Les biotites de grande taille sont déstabilisées et remplacées par des assemblages à chlorites/phengites, ce qui confirme donc une première paragenèse à biotites surimprimée par une paragenèse à chlorites et phengites (figure 4.99). La foliation ainsi que les plans C est portée par des grains étirés de quartz, de phengites et de chlorites.

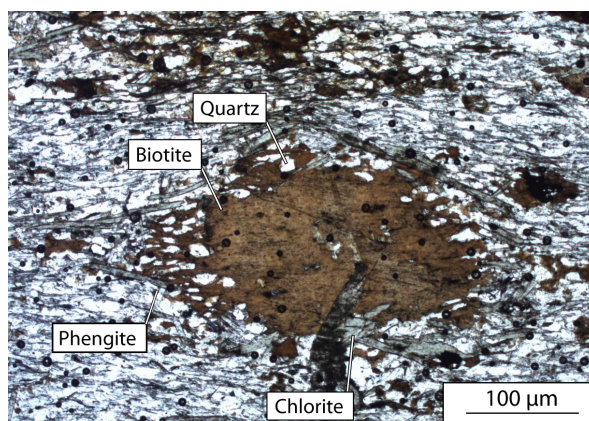


FIGURE 4.99 – Photographie de la lame LM07-13B montrant la déstabilisation des grandes biotites à la faveur de phengites et de chlorites.

**Métagéolites siluriennes au coeur de l'échelle : échantillon LM07-15A ( $T_{RSCM} = 572^{\circ}C$ )**

A 200m à l'Ouest de l'affleurement précédent, l'échantillon LM07-15A a été collecté dans les sédiments siluriens. Cet échantillon est un des rares où des grenats ont été observés.

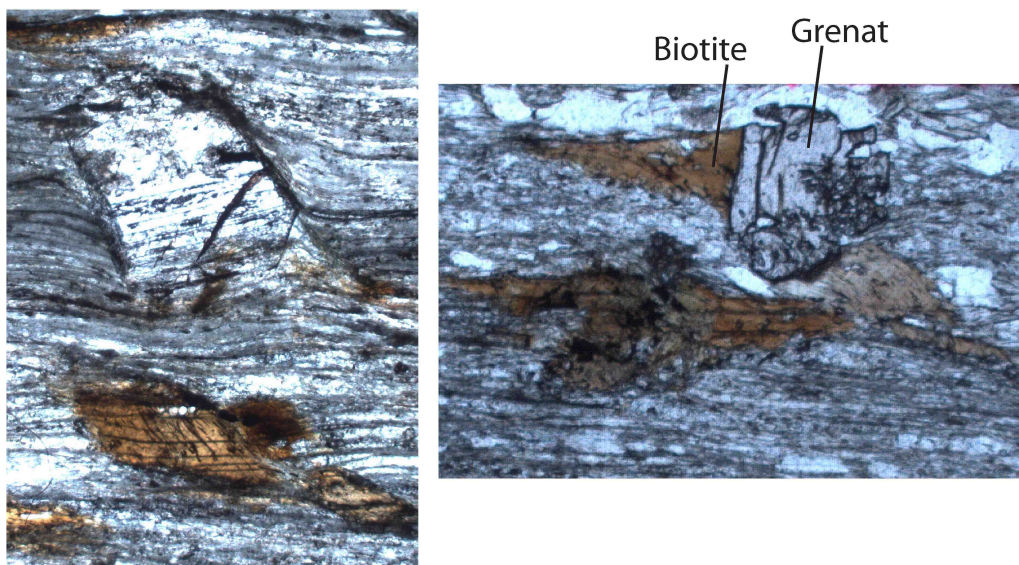


FIGURE 4.100 – Microphotographie en lumière naturelle autour de grenats qui ont subi une faible rotation de la lame LM07-15A. a) Les ombres de pression de ce grenat ont permis la cristallisation de calcites et de chlorites. b) Photographie d'un grenat avec des biotites situées dans les ombres de pression. Bien que la biotite se situe en ombre de pression du grenat, le contact entre ces 2 minéraux est franc, ce qui montre une cristallisation à l'équilibre entre le grenat et ces biotites.

Dans cet échantillon, deux paragenèses sont observables : la première paragenèse est caractérisée par les grenats et les biotites. Les biotites ont cristallisé dans les ombres de pression des grenats mais le contact entre ces deux minéraux est franc, suggérant une croissance à l'équilibre. Cette première paragenèse a cristallisé alors qu'une schistosité portée par de petits minéraux et de la matière carbonée était développée dans la roche, comme l'atteste la conservation de cette schistosité dans le grenat (figure 4.100).

La seconde paragenèse à chlorites et phengites déstabilise certaines biotites et des fractures dans les grenats ont permis la cristallisation de phengites et de chlorites. Cette seconde paragenèse est portée par la foliation, il y a donc eu une réactivation de la foliation lors de la cristallisation de cette seconde paragenèse.

De plus, certains grenats présentent des cristallisations de calcite et de chlorite en ombre de pression.



**Zone occidentale de l'écaille de sédiments siluriens : échantillons LM04-65 ( $T_{RSCM} = 560^{\circ}C$ ) et LM04-66 ( $T_{RSCM} = 546^{\circ}C$ )**

Ces deux échantillons de schistes siluriens sont très similaires et présentent une chronologie des déformations similaire.

A l'échelle macroscopique, les structures et la chronologie des phases de déformation est bien observable (figure 4.101). Le mouvement associé à ces phases de déformation ductile est du haut vers l'Est.

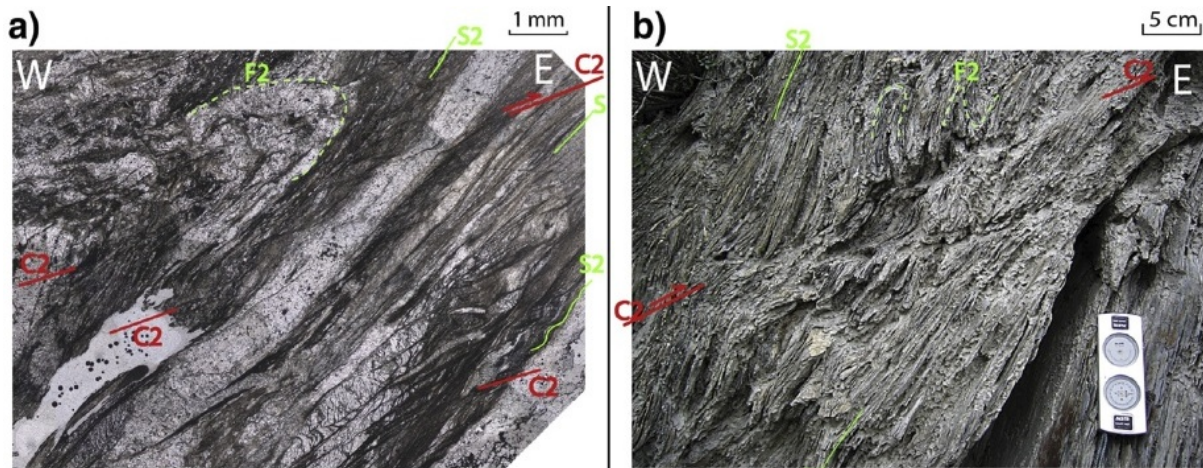


FIGURE 4.101 – a) Microphotographie en lumière naturelle de la lame LM66 b) Photographie de l'affleurement correspondant à cet échantillon. Les structures microscopiques sont aussi observables à l'échelle macroscopique.

Ces échantillons sont des métapélites où la foliation est marquée par une alternance de bancs clairs (riches en quartz) et de bancs foncés (riches en matière organique). Les minéraux présents sont des quartz, phengites, chlorites et quelques biotites, hématites, épidotes et calcites. La foliation  $S_1$  de cette lame est plissée et crénulée (figure 4.101). Une schistosité de crénulation  $S_2$  s'est développée parallèlement aux plans axiaux des plis  $F_2$ .

Cette seconde schistosité est associée à des cisaillements  $C_2$ . Cette phase de cisaillement est synchrone de la formation d'une seconde génération de veines de quartz.

Les différentes structures et la chronologie décrites précédemment sont observées à l'échelle de la lame (figure 4.102). Les biotites ne présentent pas d'orientation préférentielle mais sont déformées et antérieures à la foliation.

De nombreuses analyses ont été effectuées sur l'ensemble des échantillons constituant cette écaille de sédiments siluriens afin de caractériser les conditions de pression et de température de cristallisation des deux paragénèses. Nous allons tout d'abord présenter



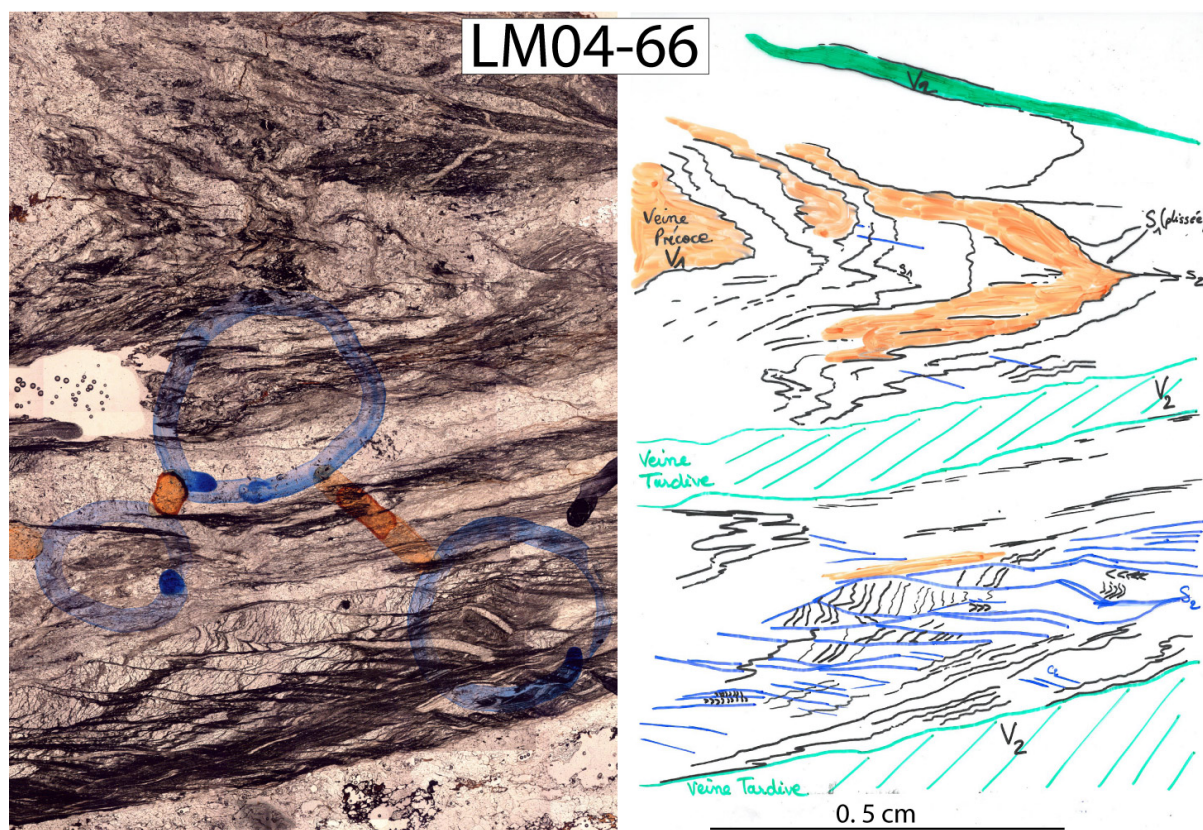


FIGURE 4.102 – a) Microphotographie en lumière naturelle de la moitié de la lame LM04-66. L'interprétation des microstructures observées dans cette lame est proposée à droite de la figure.

les résultats concernant la première paragénèse à biotites et grenats avant de s'intéresser à la seconde paragénèse typique du faciès schiste vert.

### Paragénèse à biotites et grenats de l'échantillon LM07-15A

Il est important de s'intéresser à la chimie des grenats car ils sont utilisés pour les estimations de pression et de température dans les pseudo-sections, ainsi que pour l'application du géothermomètre à l'équilibre entre biotite et grenat.

Afin de déterminer la chimie des grenats et les variations entre les coeurs et les bordures de ces minéraux, une cartographie élémentaire est présentée pour les principaux éléments chimiques : Si, Al, Fe, Mg, Mn, K, Na, Ca et Ti (figure 4.103).

Plusieurs points sont observables :

- La zonation la plus importante est probablement celle en manganèse dans le grenat qui présente un coeur beaucoup plus riche que sa bordure. De telles zonations sont classiques dans les grenats progrades.
- Le grenat présente une fine bordure de diffusion riche en calcium, probablement synchrone de la cristallisation des calcites présentes dans les zones d'ombre de pression.
- En parallèle de sa zonation en manganèse, les grenats présente une zonation en fer, montrant un appauvrissement en fer vers la bordure du grenat.
- Les biotites sont aussi zonées et présentent des variations en composition de magnésium, de fer et de potassium, marqueur d'un début de chloritisation.
- Les phengites et chlorites sont de trop petite taille pour pouvoir observer des zonations.
- Les plagioclases présentent des compositions variables, certains sont des albites pures, qui est la seule phase contenant significativement du Sodium.

Des profils d'analyses à la microsonde électronique du service Camparis (Jussieu) ont été réalisées dans les grenats.

La figure 4.104 présente les résultats de profils effectués dans un grenat. Deux types d'évolutions sont observées : des variations de grande longueur d'onde s'observent pour les pôles spessartine (diminution vers les bordures) et almandin (augmentation vers les bordures), à l'inverse, des variations de petite longueur d'onde sont observées en extrême bordure pour les pôles grossulaire (augmentation en bordure), et pyrope et almandin (diminution en bordure). Les variations de courte longueur d'onde sont interprétées comme la conséquence d'une bordure de diffusion postérieure à la cristallisation du grenat.

La composition en pyrope dans ce grenat ne variant pas, nous avons représenté les résultats des analyses dans un diagramme ternaire en fonction des pôles grossulaire, spessartine et almandin (figure 4.105). Ce diagramme montre bien les variations de compositions majoritairement pour les pôles almandins et spessartine.



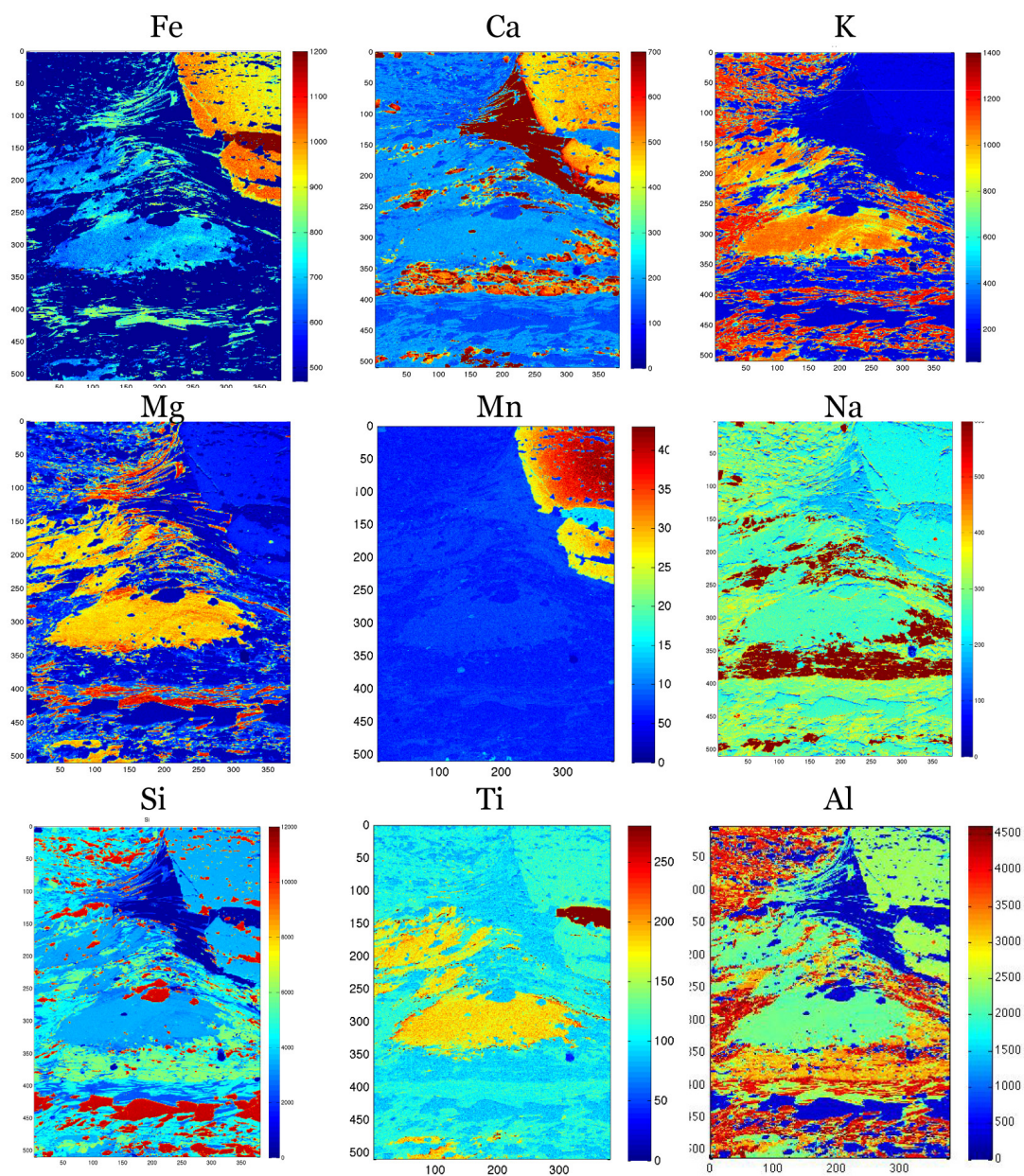


FIGURE 4.103 – Cartographies chimiques effectuées au FEG (électrons secondaires rétro-diffusés) à proximité d'un grenat de la lame LM07-15A. L'échelle de couleur en coups a été adaptée pour chaque élément, c'est une échelle relative.

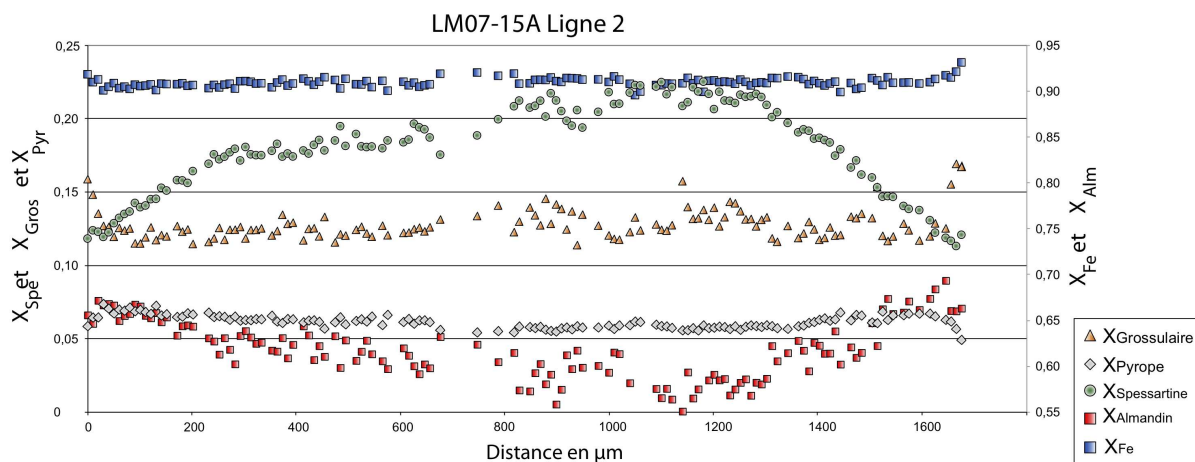


FIGURE 4.104 – Profils d’analyses effectuées à la microsonde électronique dans un grenat de la lame LM07-15A

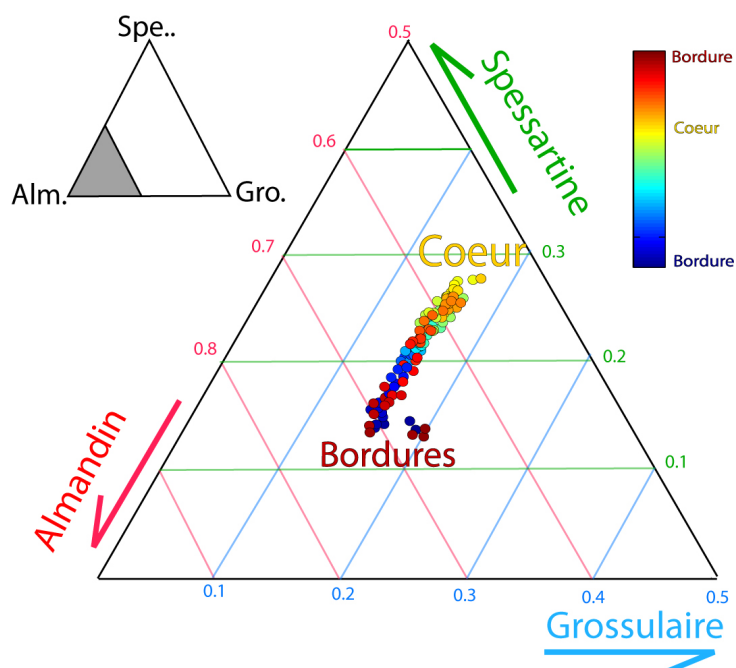


FIGURE 4.105 – Diagramme triangulaire représentant les analyses effectuées à la microsonde électronique d’un grenat de la lame LM07-15A en fonction des pôles grossulaire, almandin et spessartine.



### Application du géothermomètre Biotites/Grenats

Dans un premier temps, le géothermomètre basé sur l'équilibre entre biotites et grenats a été appliqué (figure 4.106). Ce géothermomètre a été testé pour l'ensemble des couples d'analyses possibles de biotites et de grenats en excluant les analyses de bordure de diffusion des grenats car ces dernières n'étaient probablement pas à l'équilibre avec les biotites.

Les températures d'équilibre entre ces deux minéraux sont cohérentes et de l'ordre de  $\sim 515\text{ }^{\circ}\text{C}$  toutes méthodes confondues. Dans ce cas précis, la calibration proposée par Perchuk and Lavrent'eva (1983) est particulièrement adaptée car elle prend en compte le manganèse et s'applique aux roches de moyen à haut grade. La température trouvée à partir de cette méthode est de  $\sim 524 \pm 50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , ce qui est très cohérent avec celle obtenue toutes méthodes confondues.

Cette température est donc légèrement inférieure à celle du pic thermique enregistrée par les matériaux carbonés qui est de  $572\text{ }^{\circ}\text{C}$  dans cette lame.

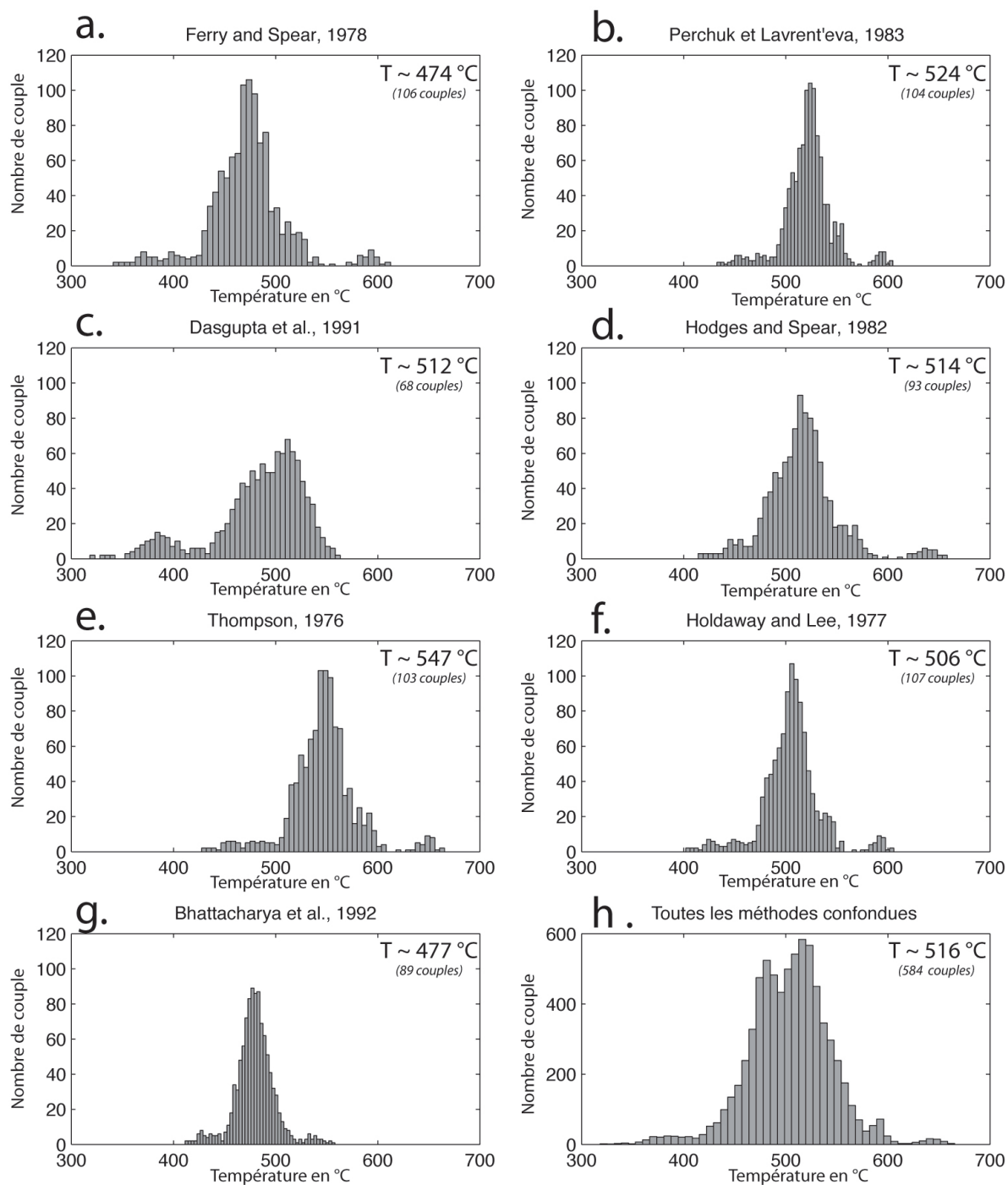


FIGURE 4.106 – Résultats de l'application de différentes calibration pour le géothermomètre biotites/grenats pour la lame LM07-15A. Chaque biotite a été traitée avec chaque grenat, les histogrammes représentent le nombre de couples en fonction de la température calculée. Pour chaque méthode, la température données par le plus grand nombre de couples (en italique) est notée. Le cadre h) correspond à la somme de toutes les calibrations.

### Pseudosection avec PerpleX de la lame LM07-15A

L'analyse roche totale de l'échantillon LM07-15A a permis la réalisation d'une pseudosection en utilisant le logiciel Perple\_X pour déterminer les conditions de pression et de température lors de la croissance des grenats observés dans cet échantillon (figure 4.107).

De nombreux tests ont été effectués en fonction des éléments pris en compte et des solutions solides utilisées. Le modèle le plus simple testé était dans le système KFMASH qui a été progressivement complexifié pour arriver au système présenté ici : Ca,Mn,Ti,Na,KFMASH. Pour chaque système, plusieurs modèles de solutions solides interconsistants ont été testés et les résultats des différentes pseudosections étant très cohérents, nous avons choisi les modèles de solutions solides suivants : Gt(HP), Pl(h), Pheng(HP), Chl(HP) et Bio(TCC).

A partir des intersections des isoplèthes des différents pôles du grenat, nous avons pu déterminer un domaine de stabilité de croissance du grenat (figure 4.107). Cette pseudosection indique que les conditions d'équilibre des grenats se sont effectuées dans un champ où les phases à l'équilibre étaient : chlorites, grenat, ilménite, quartz, plagioclases, biotites et phengites, ce qui est en accord avec les observations effectuées sur la lame. Les conditions d'équilibre sont d'environ 530 à 560°C pour des pressions variant de 5.5 à 6.5 kbar. Il est possible de voir une évolution prograde lors de la croissance du grenat, entre les coeurs et les bordures, comme indiqué sur la figure 4.107.

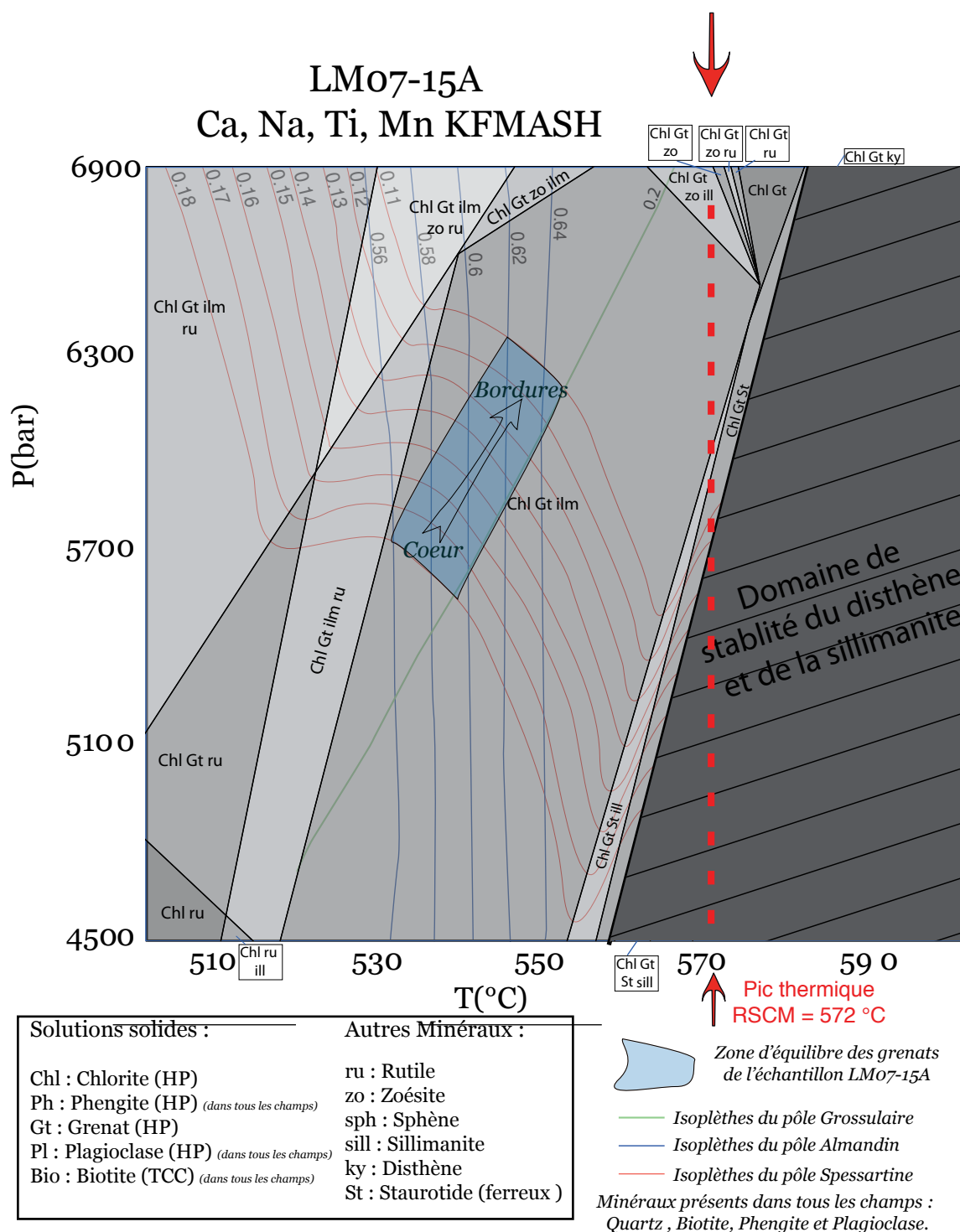


FIGURE 4.107 – Pseudosection calculée avec PerpleX pour la lame LM07-15A. La zone d'intersection des isoplèthes des grenats montre que ces derniers ont cristallisé pour des pressions allant de 5,5 à 6,5kbar et des températures de 530 à 560 °C



### Paragénèse à chlorites et phengites des échantillons de l'écaïlle occidentale de Silurien

La paragénèse la plus fréquemment observée dans les échantillons de cette écaïlle de Silurien est un assemblage à phengites, chlorites et plagioclases (figure 4.89). Nous avons mené une étude chimique sur ces assemblages minéralogique pour estimer les conditions de pression et de températures de cristallisation des multi-équilibres à assemblages chlorites - phengites - quartz et eau et phengites - quartz et eau. Pour cette étude, les données de 4 échantillons correspondant aux arrêts LM04-63, LM04-65, LM07-13B et LM07-15A (localisation sur la figure 4.86) sont présentées.

Les chlorites des échantillons ne présentent pas de variation significative du  $xMg$  qui est compris entre 0.47 et 0.52 (figure 4.108).

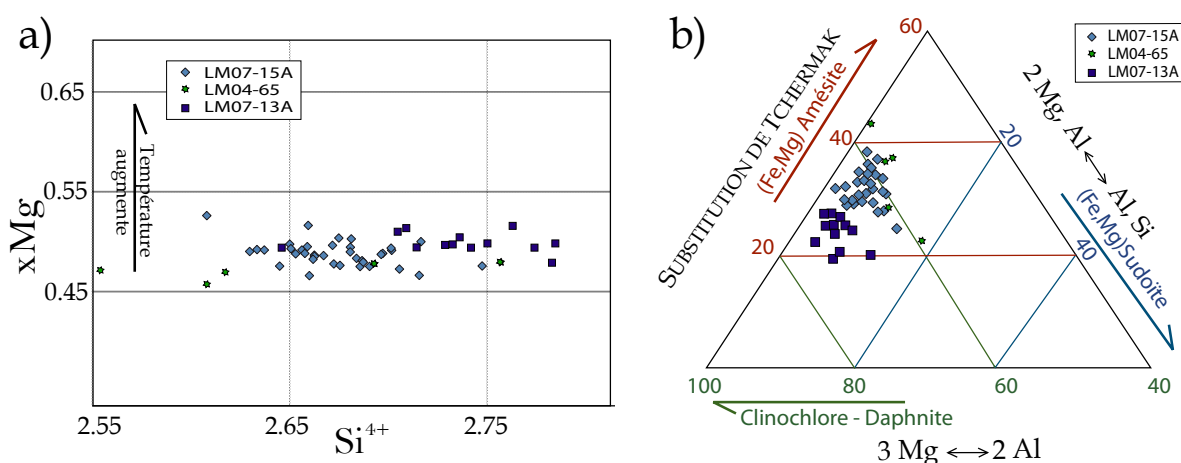


FIGURE 4.108 – Analyses chimiques des chlorites des échantillons de l'écaïlle occidentale de Silurien, dans la zone de cisaillement de Wenchuan, à proximité du village de Gengda. a) Diagramme du  $xMg$  en fonction de la quantité de  $Si^{4+}$  dans les chlorites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Clinocllore + Daphnite et Sudoite des chlorites afin de mettre en évidence les différentes substitutions.

A l'inverse, les teneurs en  $Si^{4+}$  sont comprises entre 2.6 et 2.8. Le  $xMg$  augmente principalement avec la température d'équilibre des chlorites, ce qui indique des températures à l'équilibre de l'ensemble de ces chlorites proches. Ces chlorites sont majoritairement constituées des pôles clinocllore et daphnite (de 55 à 72%), de 18 à 38% d'amésite et de moins de 15 % du pôle sudoite. Les chlorites de la lame LM07-13A sont plus riches en clinocllore et daphnite et présentent des proportions de  $Si^{4+}$  plus importantes que pour les deux autres échantillons. Cependant, ces analyses de chlorites ont aussi dépendantes

de la composition de la roches et des fluides métamorphiques. Il est donc difficile de les relier directement aux variations de pression et de température.

Les contenus en  $xMg$  des phengites varie beaucoup puisqu'il est situé entre 0.28 et 0.65, de même la proportion de  $Si^{4+}$  varie entre 3 et 3.42, ce qui indique probablement que ces phengites était à l'équilibre à des pressions modérées. Le contenu en pyrophyllite est faible et la variation de la teneur en  $Si^{4+}$  est directement liée à la variation en céladonite, classiquement interprétée comme corrélée à la pression (figure 4.109).

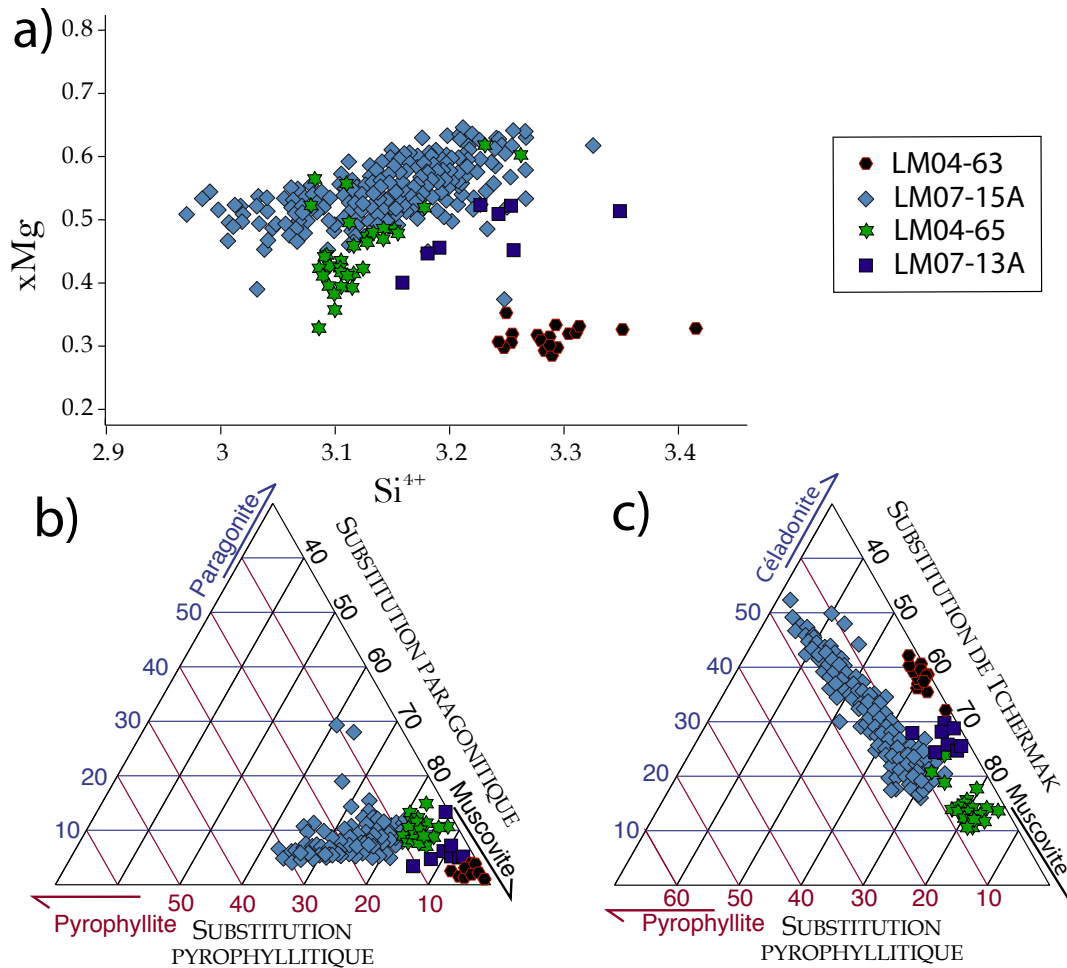


FIGURE 4.109 – Analyses chimiques des phengites des échantillons de l'écaille au coeur de la zone de cisaillement de Wenchuan. a) Diagramme du  $xMg$  en fonction de la quantité de  $Si^{4+}$  de la formule structurale des phengites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles purs Pyrophyllite, Paragonite et Muscovite des phengites afin de mettre en évidence les différentes les évolutions chimiques entre les phengites des différents échantillons.

Les phengites de l'échantillon LM07-15A (figure 4.109) ont des compositions variables :

- de 39 à 68 % de muscovite.
- de 13 à 40 % de céladonite.
- de 6 à 17 % de pyrophyllite.
- de 3 à 20 % de paragonite.

L'augmentation de la teneur en céladonite entre les échantillons LM04-65, LM07-13A et LM04-63 (d'Ouest en Est) qui s'accompagne d'une diminution de la teneur en pyrophyllite en accord avec une augmentation de la pression vers l'Est.

A l'inverse, la diminution de la teneur en pyrophyllite dans la lame LM07-15A est corrélée à une diminution du contenu en céladonite, ce qui n'est pas cohérent en terme d'évolution de pression et indique un contrôle de l'évolution chimique de ces phengites probablement lié à des variations de compositions chimiques des roches totales ou bien de la teneur en eau.

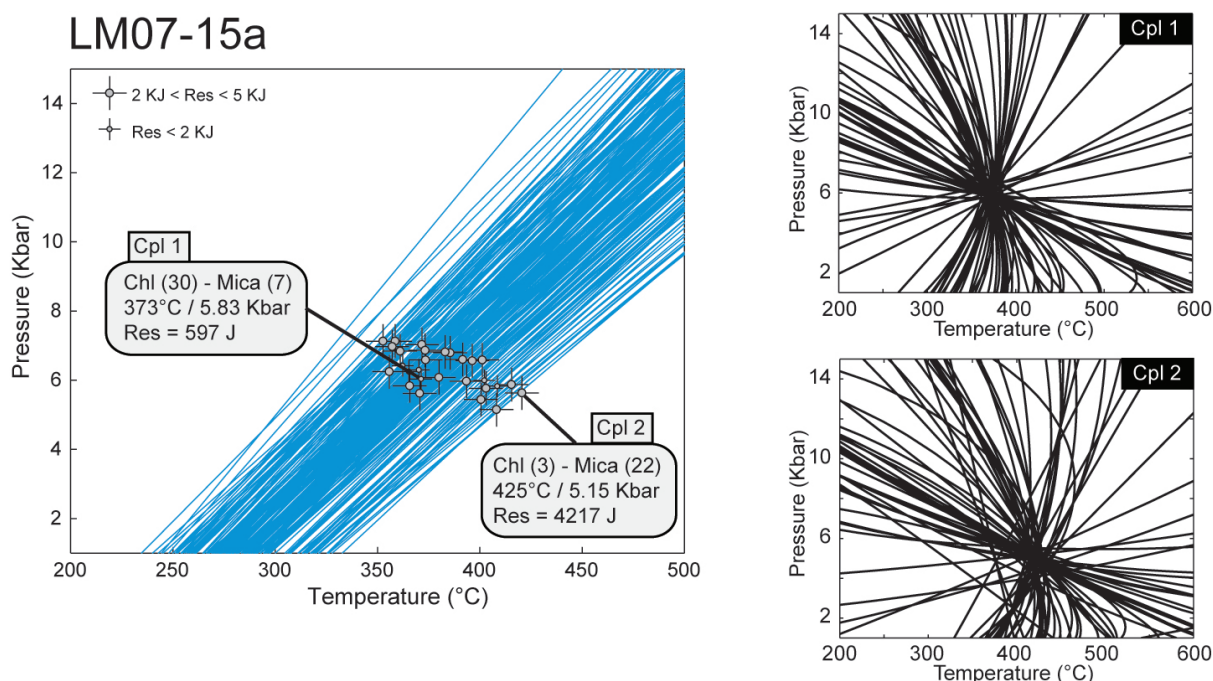


FIGURE 4.110 – Résultats de la méthode des mutli-équilibres entre chlorites et phengites sur la lame LM07-15A. Les conditions d'équilibre de l'assemblage chlorite-phengite sont des pressions de 5 à 6kbar pour des températures variant de 375 à 420 °C. Deux exemples d'équilibres obtenus ont été représentés à droite de la figure.

Les équilibres entre phengite, quartz et eau puis phengite, chlorite, quartz et eau ont été estimés (figure 4.110). Les droites bleues représentent les droites pression-température univariante sur laquelle les phengites sont à l'équilibre avec le quartz et l'eau (Dubacq,

2008). Ces droites indiquent que ces phengites appartiennent probablement à une génération et qu'elles présentent tout de même des conditions et de pression à l'équilibre variables. Ensuite, les équilibres chlorites, phengites, quartz et eau ont été calculés et seuls les résultats cohérent avec les droites pression-température des phengites ont été retenus (figures 4.110). Les conditions d'équilibre de l'assemblage à chlorites et phengites sont des pressions de 5 à  $6 \pm 2$  kbar pour des températures variant de 375 à  $420 \pm 30$  °C. Deux exemples d'équilibres obtenus ont été représentés à droite de la figure, le premier équilibre correspond à un résidu faible (597 J) alors que le second équilibre a un résidu plus élevé (4217 J). Ces résultats indiquent une évolution en température de l'ordre de 100 °C pour une variation de pression très faible dans l'assemblage schiste vert de la lame LM07-15A.

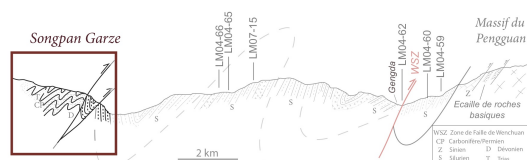
#### Conclusions concernant les sédiments siluriens de l'échelle occidentale dans la zone de cisaillement de Wenchuan

Dans les différents échantillons présentés, plusieurs points importants sont à noter :

1. Une première paragenèse à biotites, chlorites, phengites  $\pm$  grenats est surimprimée par une paragenèse à chlorites et phengites déstabilisant les biotites.
2. Une foliation  $S_1$  était présente lors de la cristallisation de la première paragenèse puisqu'elle est conservée dans les grenats et les biotites.
3. La seconde paragenèse parfois plissée et crénulée est portée par des assemblages à chlorites et phengites.
4. Les conditions de pression et de température de la première paragenèse sont d'environ 530 à  $560 \pm 50$  °C pour des pressions variant de 5.5 à  $6.5 \pm 2$  kbar. Cette première paragenèse correspond au pic de métamorphisme et est en accord avec les données de températures maximales obtenues à partir de la graphitisation de la matière carbonée.
5. Les conditions de pression et de température de la seconde paragenèse sont d'environ 375 à 420 °C pour des pressions variant de 5 à 6kbar.



### Les sédiments dévoniens à triasiques à l'Ouest de la zone de Gengda



Plusieurs échantillons ont été collectés et étudiés dans les sédiments dévoniens et triasiques du Songpan Garze de la zone de Gengda. La figure 4.89 indique que les températures maximales atteintes dans la zone de Gengda sont dans ces sédiments ( $T_{RSCM} = 582^{\circ}C$ ).

Cette partie présente les observations effectuées sur certaines de ces échantillons, et se situent donc à l'Ouest de la coupe géologique..

### Déformations affectant les sédiments dévoniens à triasiques à l'Ouest de la zone de Gengda

Dans ces sédiments, la schistosité  $S_1$  est redressée et de nombreuses structures de cisaillement ont été observées et indiquent des mouvements top vers le Sud-Est (figure 4.111). Un dessin d'observation effectué sur le terrain ainsi qu'une interprétation possible sont proposés sur la figure 4.112.

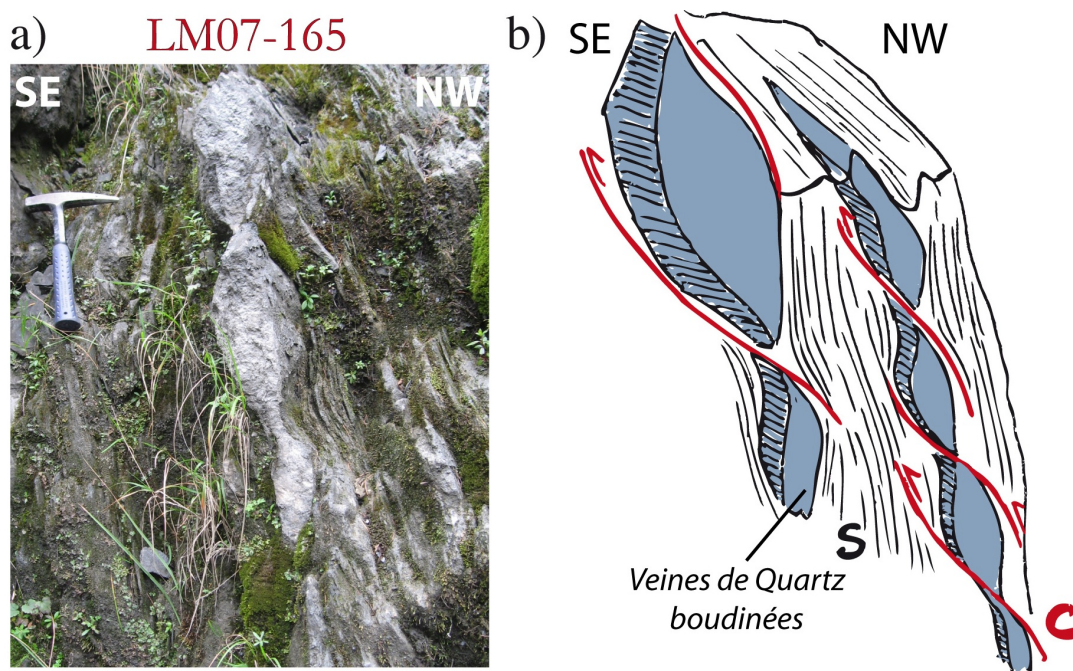


FIGURE 4.111 – Photographie des structures observées aux arrêts LM07-165 et LM07-167, dans les sédiments dévoniens du Songpan Garze. a) Veine de quartz boudinée et cisailée indiquant un mouvement du top vers le Sud-Est b) Schématisation simple expliquant cette veine de quartz boudinée.

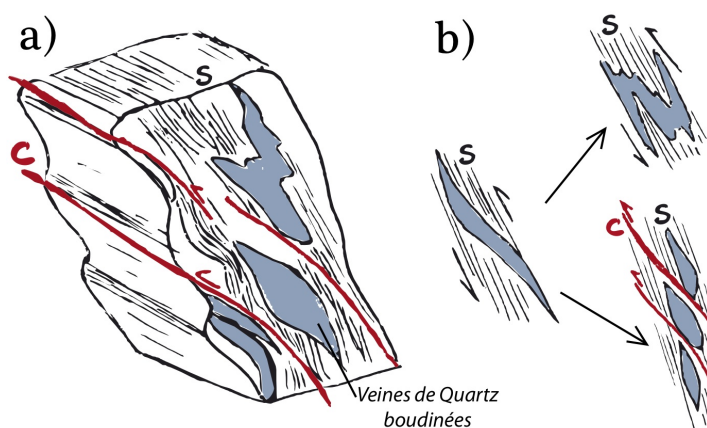


FIGURE 4.112 – Schématisation simple de la formation des veines de quartz cisailée et plissées a) Observation de terrain b) Interprétation proposée pour ce type de structures indiquant des déformations dans le domaine ductile probablement proche de la transition fragile/ductile.

La schistosité  $S_1$  est plissée (plis  $F_2$ ) et une seconde schistosité  $S_2$  de plan axial des plis  $F_2$  est bien visible sur la figure 4.113 d'un affleurement à proximité de l'arrêt LM04-67 (localisation figure 4.86).



FIGURE 4.113 – Photographie d'un affleurement à proximité de l'arrêt LM04-67 montrant la formation d'une  $S_2$  de plan axial des plis  $F_2$  affectant la première schistosité  $S_1$ .

Enfin, nous avons observé une structure en demi-fleur dans les sédiments triasiques, en prolongement de la zone de faille de Wenchuan. Cette structure est un témoin d'un jeu transpressif dextre cassant tardif sur la faille de Wenchuan (figure 4.114).

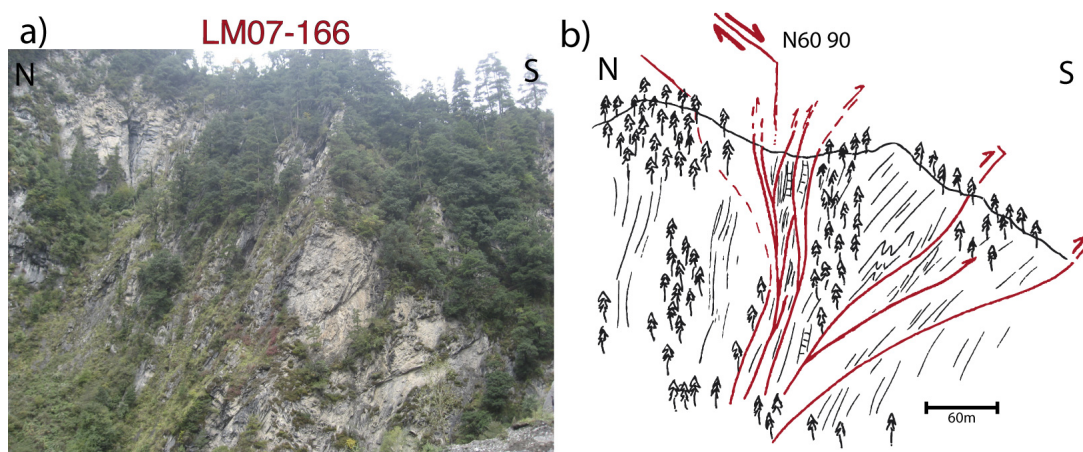


FIGURE 4.114 – Photographie de la structure en fleur observée dans le prolongement Sud de la faille de Wenchuan, témoin d'une réactivation transpressive dans le cassant de cette zone de faille.



### Métagélites du Carbonifère-Permien du Songpan Garze LM04-69 ( $T_{RSCM} = 558^{\circ}C$ )

L'échantillon LM04-69A est caractérisé par une première paragenèse à biotites de grande taille ne présentant pas d'orientation préférentielle et qui sont fortement crénelées et déstabilisées (figure 4.115). Une seconde paragenèse affecte ces biotites et est principalement portée par des cristaux étirés de quartz et de phengites présentant clairement deux directions de crénelations. Quelques chlorites sont observées mais ces cristaux se localisent à proximité des biotites, ce qui suggère qu'elles sont issues de la déstabilisation des biotites.

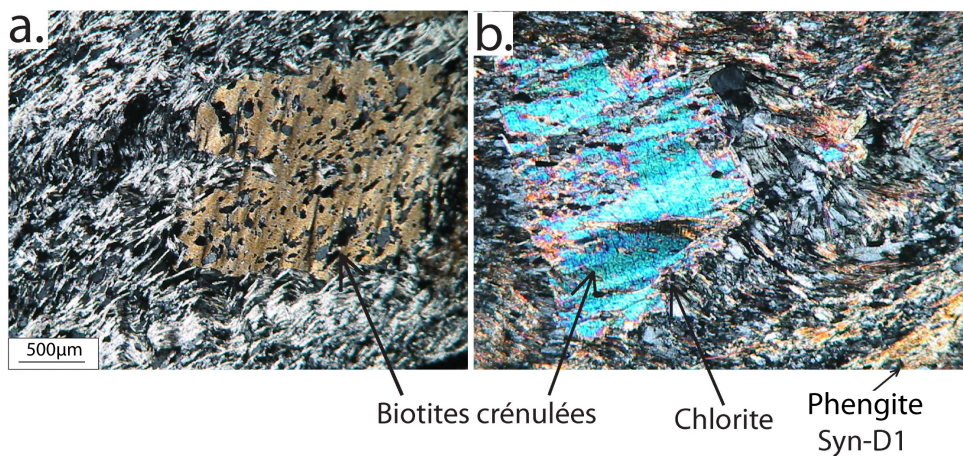


FIGURE 4.115 – Photographie de la lame LM04-69A présentant les grosses biotites tardives crénelées. Ces biotites sont déstabilisées en phengites et chlorites. La foliation est principalement portée par les grains de quartz étirés qui sont eux-mêmes crénelés. Des phengites sont étirées dans la foliation.

La chronologie des déformations dans cet échantillon est donc complexe puisqu'il présente deux crénelations sécantes. Néanmoins, nous avons observé une première paragenèse associée à la cristallisation de grandes biotites sans orientation préférentielle ensuite déstabilisée par une paragenèse à phengites et chlorites. Cependant, ces minéraux plus tardifs ne sont probablement pas à l'équilibre car les estimations thermo-barométriques à partir des multi-équilibres n'ont pas permis d'obtenir une convergence des différentes courbes de réactions.

### Caractérisation chimique des chlorites et des phengites des sédiments dévoniens à triasiques du secteur de Gengda

Une analyse chimique similaires à celle présentée précédemment a été effectuée dans les sédiments dévoniens des échantillons LM04-69.



Les chlorites présentent des  $xMg$  assez élevés puisqu'ils sont d'environ 0.65. Le contenu en  $Si^{4+}$  varie entre 2.7 et 2.8 et ces chlorites sont assez homogène (figure 4.116) :

- $\sim 65$  % du pôle clinochlore + daphnite.
- de 7 à 17 % du pôle sudoite.
- de 18 à 28 % du pôle amésite.

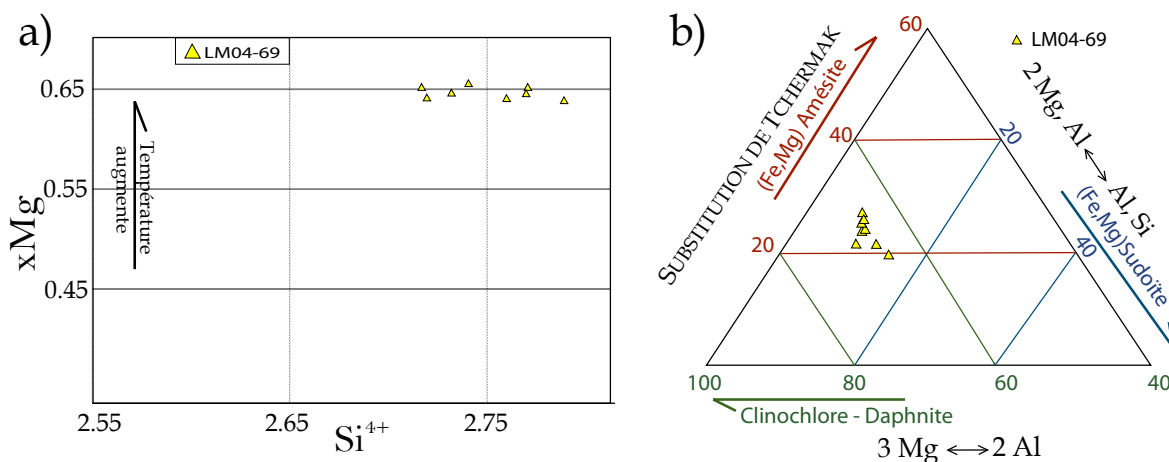


FIGURE 4.116 – Analyses chimiques des chlorites de la lame LM04-69 a) Diagramme du  $xMg$  en fonction de la quantité de  $Si^{4+}$  de la formule structurale des chlorites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Clinochlore + Daphnite et Sudoite des chlorites afin de mettre en évidence les différentes substitutions.

Les analyses des phengites de ce même échantillon montrent un  $xMg$  des phengites compris entre 0.63 et 0.75 pour des teneur en  $Si^{4+}$  variant de 3.07 à 3.3, ce qui représente d'importantes variations mais le  $Si^{4+}$  de ces phengites est globalement assez faible. Ces phengites sont majoritairement des muscovites (entre 60 et 70 %) et contiennent moins de 10 % de pyrophyllite (figure 4.117).

Malheureusement, nous n'avons pas pu calculer les conditions de pressions et de température d'équilibre de cet assemblage à chlorites et phengites.

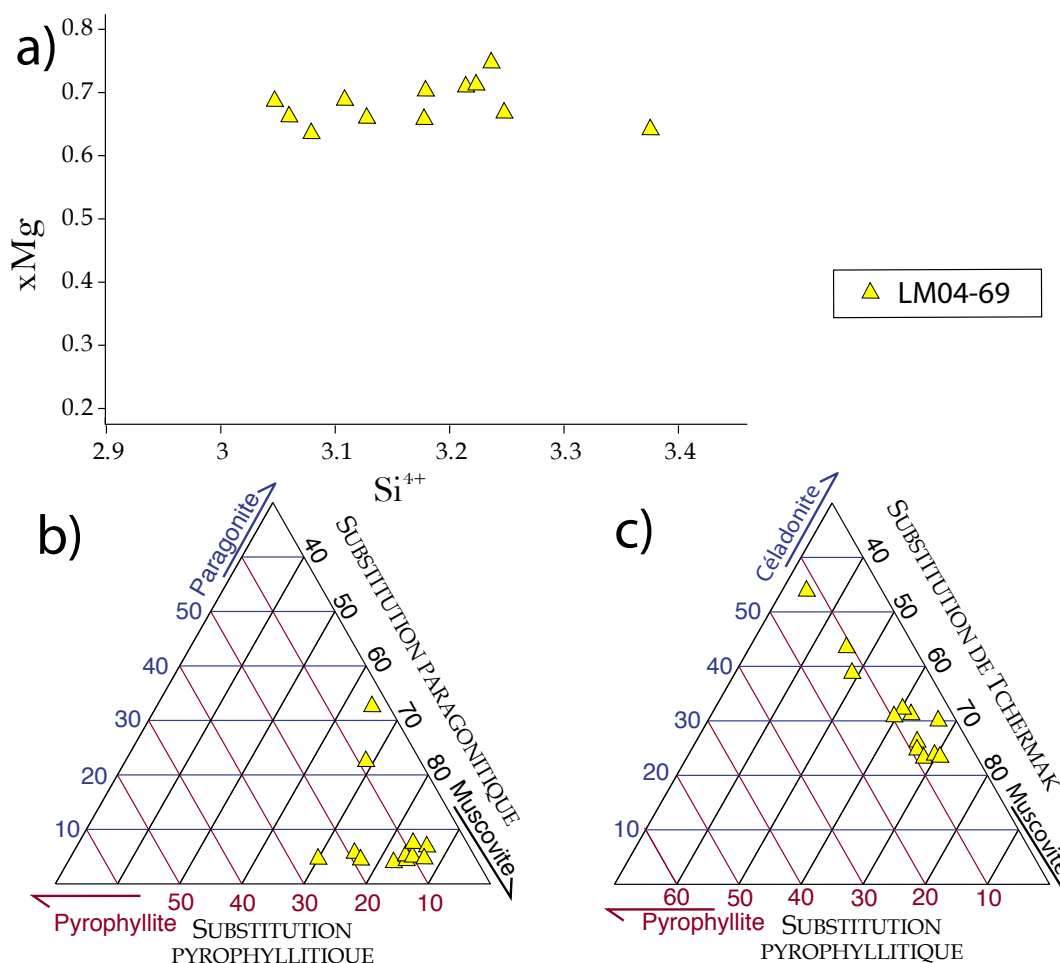


FIGURE 4.117 – Analyses chimiques des phengites de la lame LM04-69. a) Diagramme du  $xMg$  en fonction de la quantité de  $Si^{4+}$  de la formule structurale des phengites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles purs pyrophyllite, paragonite et muscovite des phengites afin de mettre en évidence les différentes substitutions et les différences chimiques entre les phengites des différents échantillons.

### Synthèses des observations dans le secteur de Gengda

Une première paragenèse à biotites  $\pm$  grenats, phengites et chlorites est observée. Ces biotites sont crénulées et très déformées par une ou plusieurs phases de déformation associées à la cristallisation de phengites et  $\pm$  chlorites. Cette première paragenèse a cristallisé pour des conditions d'environ  $530$  à  $560 \pm 50^\circ C$  pour des pressions variant entre  $5.5$  et  $6.5 \text{ kbar} \pm 2 \text{ kbar}$ .

Les températures maximales atteintes par les sédiments dévoniens à triasiques dans le Songpan Garze correspondent aux températures de cristallisation de cette première paragénèse et sont supérieures à celles mesurées plus à l'Est, dans les sédiments siluriens, à proximité du massif du Pengguan. Nous avons mis en évidence la présence d'un gradient inverse, qui corrélés aux observations de terrain est interprété comme résultant de la présence de plusieurs écailles exhumant des sédiments appartenant à des niveaux structuraux différents dans la nappe des flyschs du Songpan Garze. Nous proposons que les sédiments siluriens constituent une écaille plus frontale de la nappe du Songpan Garze n'ayant pas subi les mêmes températures et pressions que les sédiments plus récents qui proviennent probablement d'une zone plus lointaine par rapport à la chaîne des Longmen Shan.

Une seconde paragénèse à chlorites et phengites surimprime cette première paragénèse. Les structures SC observées dans quelques échantillons sont portées par des phengites et des chlorites. Cependant, elles n'ont pas été observées dans les échantillons où est préservée la paragénèse à biotite et grenat. Il est donc difficile d'associer ces 2 paragénèses à un même sens de cisaillement.

Les analyses chimiques des phengites sont associées à des teneurs en  $Si^{4+}$  assez faibles, ce qui suggère des conditions d'équilibre de relativement basse à moyenne pression. L'évolution de la teneur en  $Si^{4+}$  suggère une cristallisation à pressions variables, cependant, nous avons montré que cette variation pouvait être liée à des variations du degré d'hydratation des phengites.

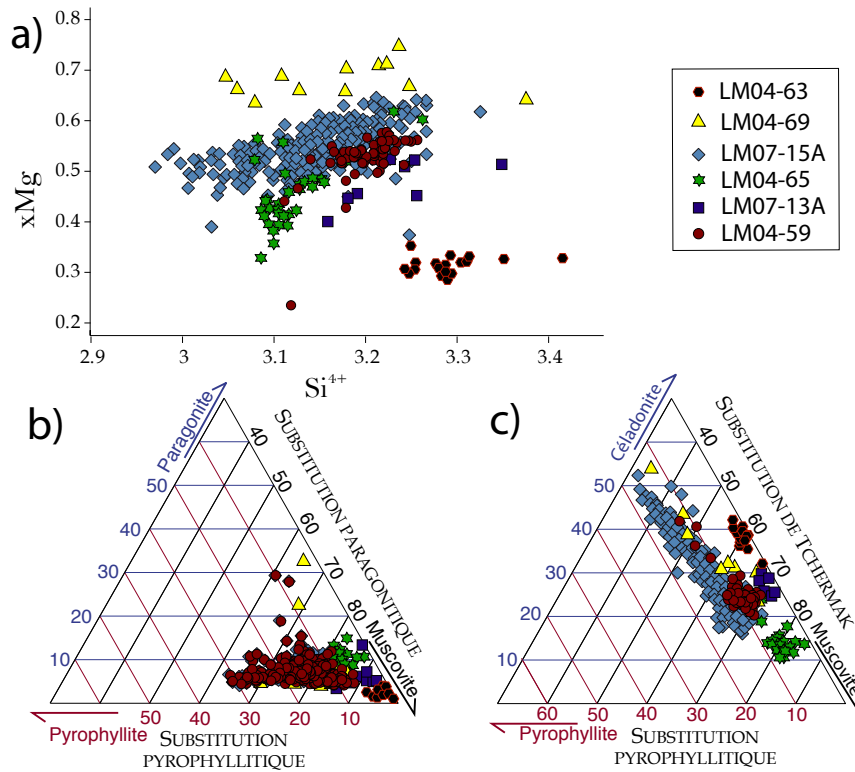


FIGURE 4.118 – Analyses chimiques des phengites de l'ensemble des échantillons de la coupe de Gengda a) Diagramme du  $xMg$  en fonction de la quantité de  $Si^{4+}$  de la formule structurale des phengites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles purs Pyrophyllite, Paragonite et Muscovite des phengites afin de mettre en évidence les différentes substitutions et les différences chimiques entre les phengites des différents échantillons.

A l'inverse, les analyses des chlorites pour tous les échantillons montrent une nette augmentation du  $xMg$  des chlorites qui augmente vers l'Ouest le long de la coupe (figure 4.119). Cette augmentation du  $xMg$  suggère une augmentation de la température d'équilibre des chlorites d'Est en Ouest, les analyses chimiques des chlorites semblent donc montrer un gradient thermique inverse dans la zone de cisaillement de Wenchuan, ce qui est confirmé par les températures calculées à partir de la méthode RSCM.

La différence de pression entre l'équilibre des deux paragénèses n'est donc pas significative, cependant, une importante diminution de température a eu lieu entre la



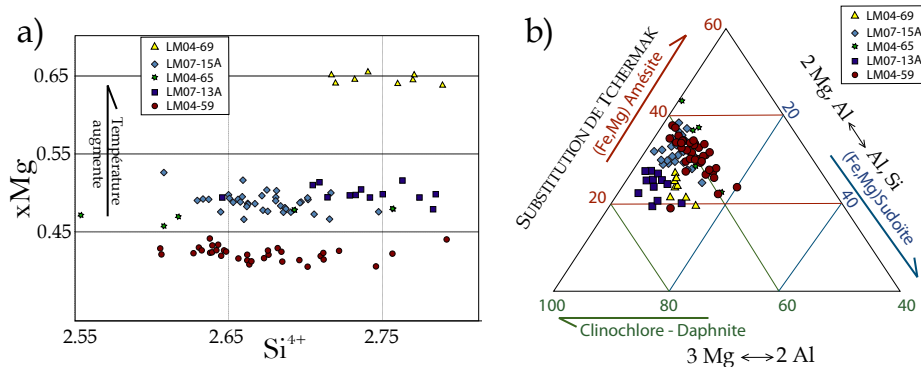


FIGURE 4.119 – Analyses chimiques des chlorites de l'ensemble des échantillons de la zone de Gengda a) Diagramme du  $xMg$  en fonction de la teneur en  $Si^{4+}$  b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Chlinocllore + Daphnite et Sudoite des chlorites.

cristallisation de ces deux paragenèses comme le montre le trajet pression-température réalisé (figure 4.120). Ce trajet pression-température proposé (en grisé) ne prend pas en compte l'évolution prograde observé dans le grenat. Une étude plus détaillée des résultats de la pseudosection et des évolutions des isoplèthes est à mener.

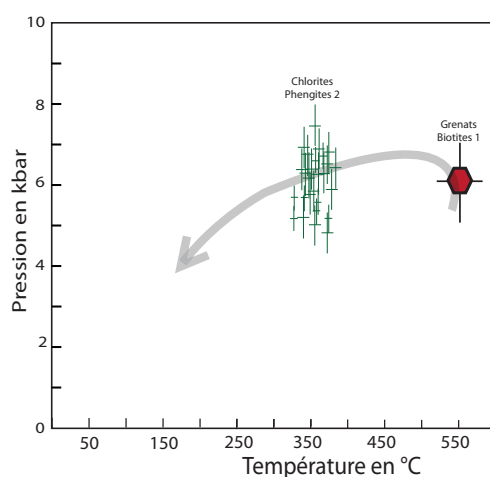


FIGURE 4.120 – Trajet pression température proposé montrant une diminution de température à pression constante. Ce trajet a été effectué à partir des estimations thermobarométriques entre chlorites, phengites, quartz et eau et à partir des résultats des pseudosections du secteur de Gengda.

### Analyse géochronologique des sédiments du secteur de Gengda

La lame LM04-63, proche des lames dont l'étude pétrographique a été menée contient des monazites de grandes tailles qui présentent des formes typiques de monazites métamorphiques.

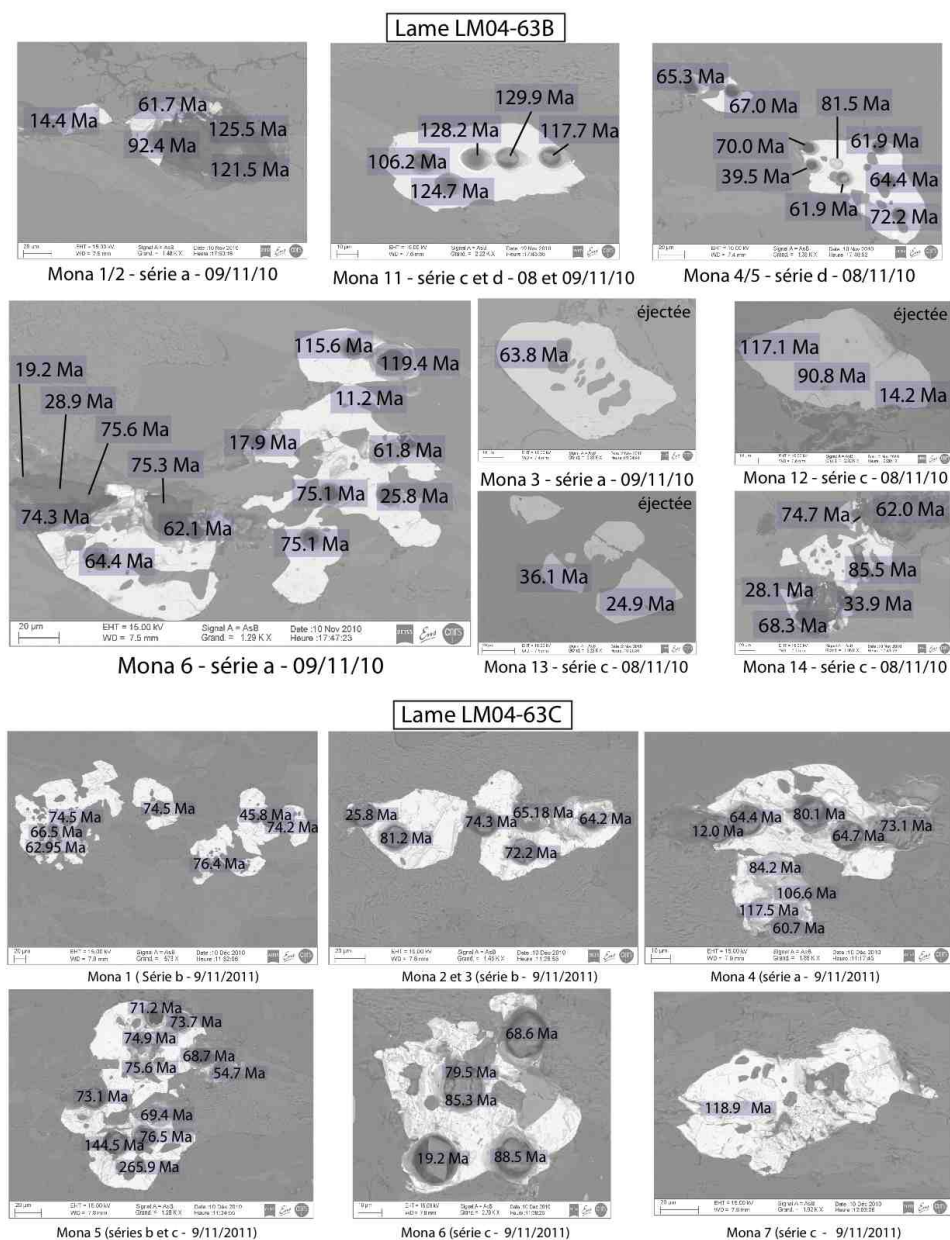


FIGURE 4.121 – Résultats des datations in-situ au LA-ICPMS sur monazites (Th-Pb) pour la lame LM04-63

La figure 4.121 localise les âges trouvés pour chaque point d'analyse des monazites.

La figure 4.122 montre les résultats des datations Th-Pb, une âge unique n'a pas pu être extrait. Les âges obtenus par datation Th-Pb de ces monazites sont dispersés, ce qui pourrait traduire des âges de mélange. Cependant, 3 grands groupes peuvent être distingués :

1. Des âges anciens, probablement des âges de mélange entre 80 et 145 Ma
2. Un nombre importants d'âges compris entre 65 et 75Ma, laissant suggérer un épisode de croissance des monazites vers 70 Ma
3. Des âges de mélange plus récents, suggérant un épisode de croissance tardif des monazites.

D'autres analyses sur des minéraux comme les micas sont nécessaires pour pouvoir interpréter ce nombre important d'âges obtenus vers 70Ma.

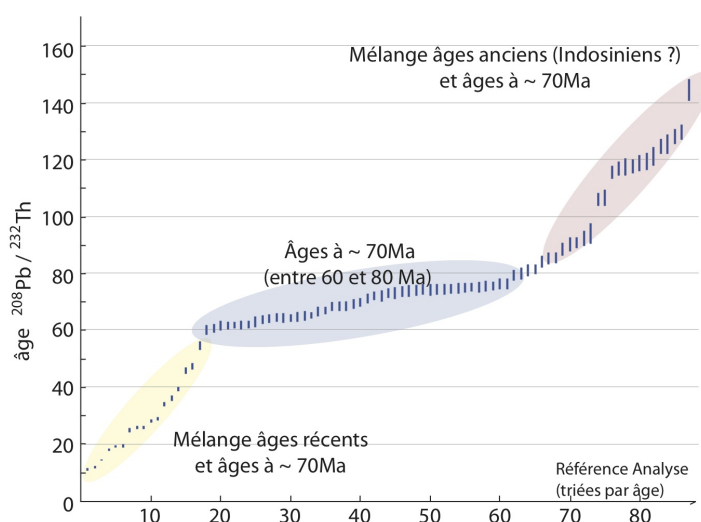


FIGURE 4.122 – Résultats des datations Th-Pb sur monazites effectuées au LA-ICPMS. Les résultats ont été triés et montre 3 grandes populations d'âges : Des âges anciens de 80 à 145Ma; un "plateau" vers 65 à 75 Ma et enfin des âges plus récents s'étendant de 65 à 10 Ma.

Cependant ces résultats sont confirmés par la localisation des âges calculés sur chacun des grains de monazites. En effet, les âges les plus récents se situent en bordure de grain, alors que les coeurs de grains présentent le plus souvent des âges anciens. La présence de chlorites et de phengites en inclusion dans ces monazites, ainsi que des contacts entre ces différents minéraux suggérant une croissance synchrone, nous interprétons ces résultats comme la preuve d'une réactivation de la chaîne dans le faciès schistes vert vers 70 Ma.

**Synthèse des résultats concernant la zone de cisaillement de Wenchuan dans le secteur de Gengda**

Dans le secteur de Gengda, nous avons vu que :

- Les températures RSCM mettent en évidence un gradient métamorphique inverse dans la zone de Wenchuan d'Est en Ouest.
- Une première paragenèse à biotites, grenats, phengites et chlorites est ensuite déstabilisée par une seconde paragenèse à chlorites et phengites.
- Les analyses de ces deux paragenèses mettent en évidence une diminution de température à pression constante comme illustré par le trajet pression-température synthétique présenté sur la figure 4.120.
- Les pressions estimées dans la zone sont assez faibles puisqu'elles n'excèdent pas  $6 \pm 1$  kbar.
- Les datations Th-Pb des monazites ne permettent pas d'obtenir un âge de cristallisation unique mais il est envisageable qu'une réactivation de la zone de cisaillement de Wenchuan ait eu lieu à  $\sim 70-90$  Ma.
- Les observations structurales indiquent un mouvement du haut vers l'Est et le Sud-Est suivi d'un mouvement localisé dans la zone de cisaillement de Wenchuan avec une importante composante décrochante.



### 4.6.3 L'écaille de Tonghua

Au Nord du massif du Xuelang Bao, une écaille de socle dioritique affleure en position de fenêtre tectonique sous la nappe du Songpan Garze sur environ 75km de distance. Contrairement au massif du Xuelang Bao, aucun article sur cette région n'a été publié. Cette écaille est bordée à l'Est par la zone de cisaillement de Wenchuan associée à une déformation intense des séries sédimentaires.

A l'est de la faille de Wenchuan, les chevrons indiquent que les sédiments sont très redressés et présentent un pendage vers le Nord Ouest, ce qui est en accord avec l'antiforme du Pengguan. A l'inverse, au Nord-Ouest de la faille de Wenchuan, les pendages sont principalement à vergence Sud Est, et présentent aussi des pendages importants. L'absence de marqueurs de couches sédimentaires et de vallées préférentiellement orientés dans le Sud-Ouest du secteur marque la présence à l'affleurement des roches de socle du massif du Pengguan (figure 4.123).

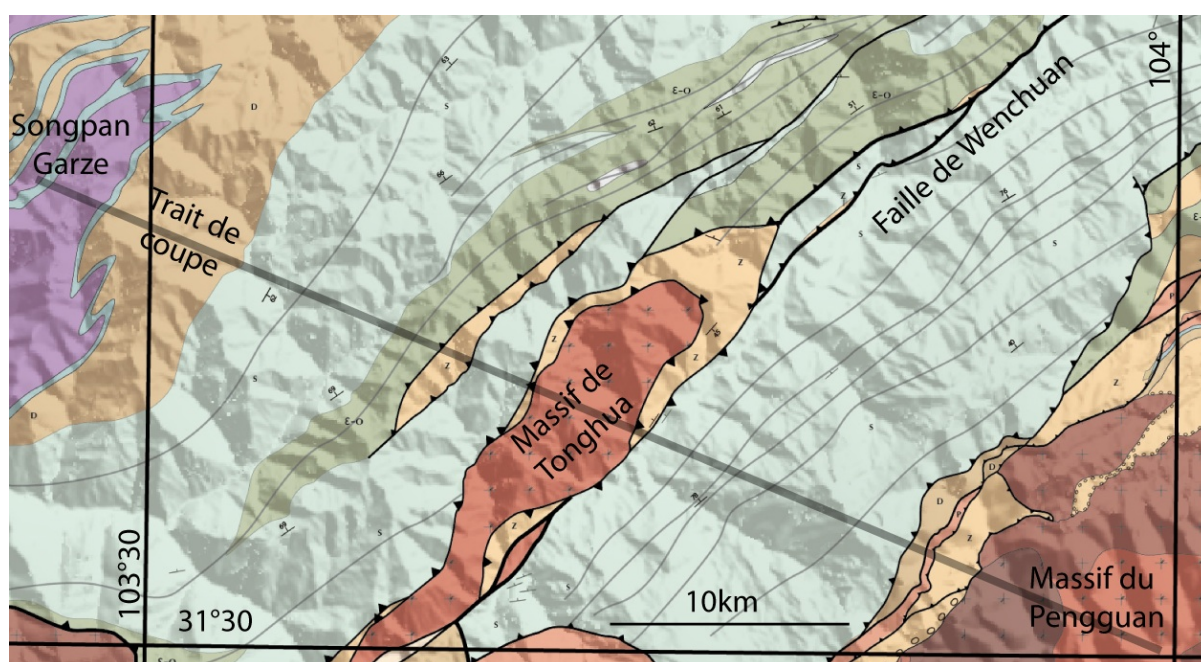


FIGURE 4.123 – Carte géologique de la région de Tonghua, drappée sur les données SRTM. Le trait de la coupe présentée sur la figure 4.124. est indiqué.

La carte géologique de cette région (figure 4.123 ) montre que ce sont majoritairement des sédiments siluriens qui affleurent dans cette région. En effet, cette zone correspond à la partie Sud de la nappe de Jiunding. Le contact sédimentaire entre les sédiments sinien et le massif cristallin du Pengguan a été préservé.

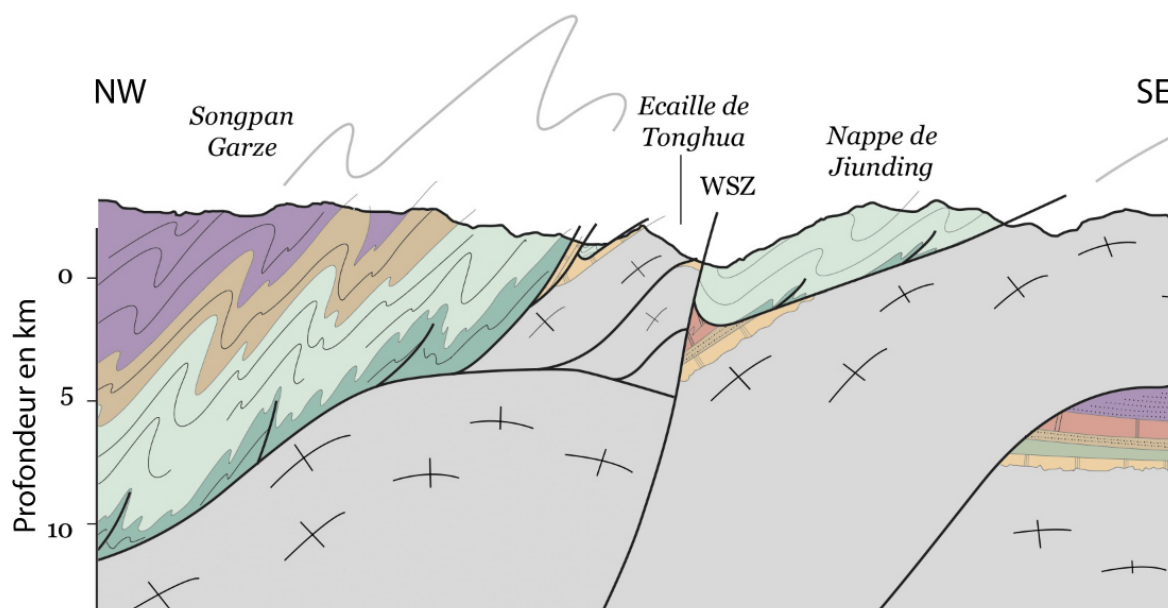


FIGURE 4.124 – Extrait de la coupe géologique de Yanmen dans la région de l'écaille de Tonghua.

Au centre de cette zone, le massif de Tonghua est constituée de socle similaire à celui que l'on peut trouver dans certaines zones du Pengguan. Cependant, aucune donnée n'a été publiée sur ce massif cristallin et nous le considérons dans cette étude comme un analogue du massif du Pengguan à partir de la similitude chimique avec les roches du massif du Pengguan.

Une épaisse série de sédiments siniens recouvrent cette écaille, par l'intermédiaire d'un contact chevauchant et forment donc un anticlinal de nappe sur ce massif cristallin de Tonghua.

Les sédiments majoritairement siluriens dans cette région présentent plusieurs schistosités et sont intensément plissés.

Au Nord Ouest de la coupe, des schistes noirs Siluriens, riches en veines de quartz plisseés, présentent une schistosité  $S_1$  de direction N100 et de pendage redressé ( $80^\circ\text{N}$ ), ainsi que des crénulations d'axe N50 et de plongement de  $45^\circ\text{N}$ . Quelques failles décrochantes dextres sont tardives, clairement cassantes et probablement associées à la dernière phase de déformation ayant affectée ces sédiments.

En se dirigeant vers le Sud Est, ces schistes chevauchent les calcaires siniens massifs à la faveur d'un chevauchement à vergence Sud Est. Les sédiments siniens se présentent en gros bancs calcaires blancs massifs déformés et de plan de stratification de direction N35 et de pendage de  $35^\circ$  vers le Sud Est.

### Les plis "torsadés"

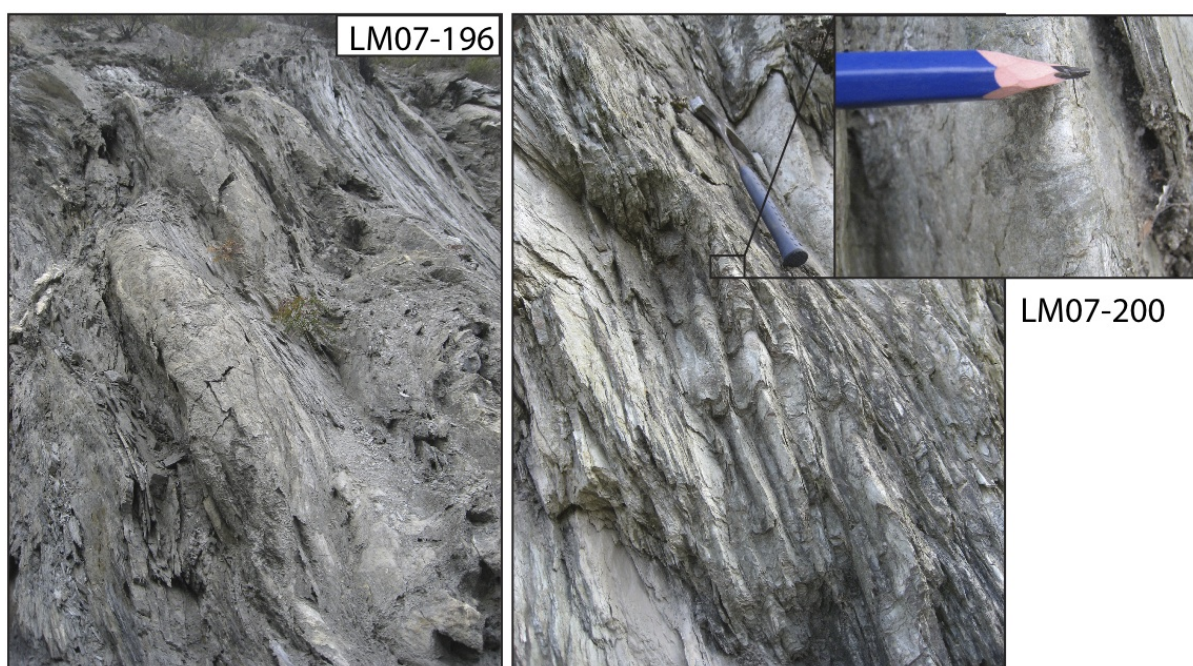


FIGURE 4.125 – Plis torsadés aux arrêts LM07-196 et LM07-200. Le fort plongement des axes de plis et la torsion des axes de plis sont bien observable. A l'arrêt LM07-200, les lignes sont fortement obliques par rapport aux axes de plis.

A plusieurs arrêts, des plis à axes correspondant le plus souvent à la plus grande pente de la schistosité  $S_1$  ont été observés. En plus de présenter des axes très redressés, ces plis sont replissés et torsadés (ou vrillés) (figure 4.125). La linéation d'étirement est



oblique par rapport à l'axe de pli et elle même enroulée ce qui indique bel et bien que postérieurement au plissement, une phase de déformation a torsadé ces plis.

Une hypothèse possible serait d'expliquer ces structures en proposant une phase décrochante faisant suite au redressement des couches (schistosité verticale).

### La $S_2$ , schistosité plan axial de crénulation

A l'arrêt LM07-197, les deux principales schistosités  $S_1$  et  $S_2$  sont bien visibles. La schistosité  $S_1$  est crénulée et quelques veines de quartz sont aussi intercalées dans cette schistosité. La seconde schistosité  $S_2$  est une schistosité plan axial des crénulations (figure 4.126).



FIGURE 4.126 – Photographie à l'affleurement LM07-197 montrant bien les deux schistosités et leurs relations.  $S_2$  est une schistosité de plan axial des crénulations qui affectent  $S_1$ .

La figure 4.127 présente les résultats de projections stéréographiques des données de schistosité à l'arrêt LM09-49. La schistosité  $S_1$  est plissée (plis  $F_2$ ) et présentent des pendages et des directions variables. Le cylindrage indique des axes de plis d'azimut N20 et de plongement de l'ordre de  $70^\circ$  vers N. La schistosité  $S_2$  est plus redressée et de direction environ N30, ce qui permet de confirmer l'observation de terrain indiquant que la  $S_2$  est une schistosité plan axial des plis  $F_2$  ou de crénulations (de même orientation que les plis  $F_2$ ).



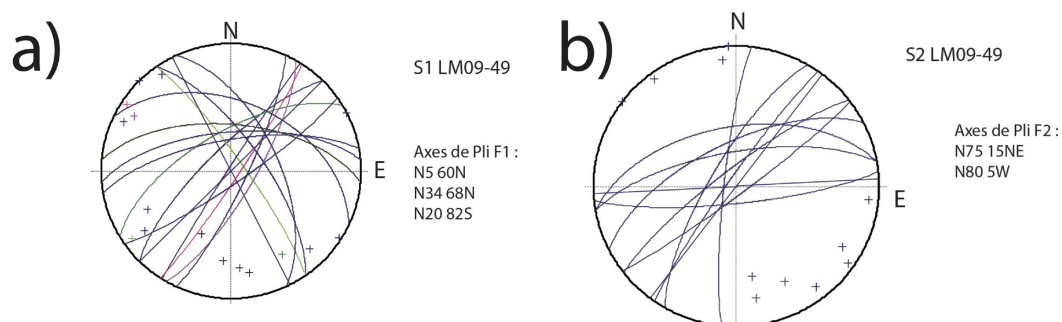


FIGURE 4.127 – Projections stéréographiques des mesures de  $S_1$  et de  $S_2$  à l'arrêt LM09-49. La  $S_2$  correspond aux plans axiaux des plis affectant la  $S_1$ .

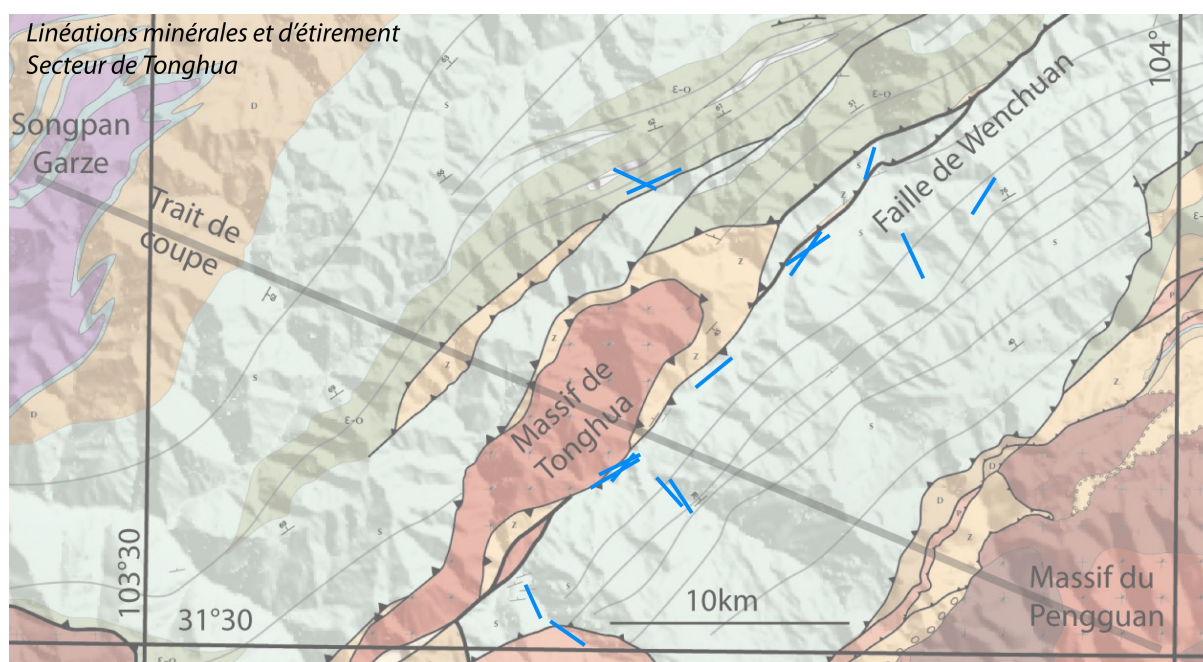


FIGURE 4.128 – Carte des linéations minérales et d'étirement dans la région de l'échelle de Tonghua (représentées en bleu) sur la carte géologique du secteur de Tonghua.

La figure 4.128 montre que les linéations minérales et d'étirement présentent deux orientations principales. Dans la vallée de la zone de cisaillement de Wenchuan, les linéations sont parallèles à la direction de la vallée, marqueur probable d'un mouvement à composante décrochante. À l'inverse, en s'éloignant de la zone de cisaillement intense, les linéations sont perpendiculaires à la direction de la chaîne, indicateur d'un mouvement

de direction Nord-Ouest / Sud-Est. Dans cette zone, la nappe de Jiunding interprétée comme la partie frontale de la nappe du Songpan Garze, n'a pas été érodée (à l'inverse de la zone centrale des Longmen Shan, où affleure le massif du Pengguan. De chaque côté de la zone de cisaillement de Wenchuan des sédiments siluriens présentent des linéations minérales et d'étirement indiquant un mouvement dans la direction NW-SE. Les pendages et déversement des plis nous indiquent un sens de mouvement du haut vers le SE.

L'étude structurale menée dans le secteur du massif de Tonghua est succincte mais a permis de mettre en évidence une chronologie des déformations dans ce secteur de la zone de cisaillement de Wenchuan :

- Création d'une  $S_1$  et cisaillement simple (bandes SC).
- Crénulation et plissement de cette  $S_1$ , création d'une  $S_2$  plan axial des crénulations.
- Exhumation et basculement des structures.
- "Torsion" des plis dans une zone de mouvement à composante décrochante et plissement de la  $S_2$ . Cet épisode de mouvement à composante décrochante est lié aux orientations des linéations minérales et d'étirement dans la zone de cisaillement de Wenchuan.

#### 4.6.4 Le secteur de Maoxian

Au Nord de la chaîne des Longmen Shan, la faille de Wenchuan n'est plus soulignée par la vallée très incisée de la rivière MinJiang. Le secteur de Maoxian se situe dans le prolongement Nord-Est de l'échelle de Tonghua, où affleurent des sédiments intensément plissés cambriens à siluriens d'affinité Songpan Garze.

##### Analyse structurale du secteur de Maoxian

La figure 4.129 présente un extrait de la carte géologique de la région de Maoxian. Deux chevauchements de direction  $\sim N40$  ont été cartographiés et accommodent l'exhumation de niveaux plus anciens des sédiments d'affinité Songpan Garze (figure 4.129).

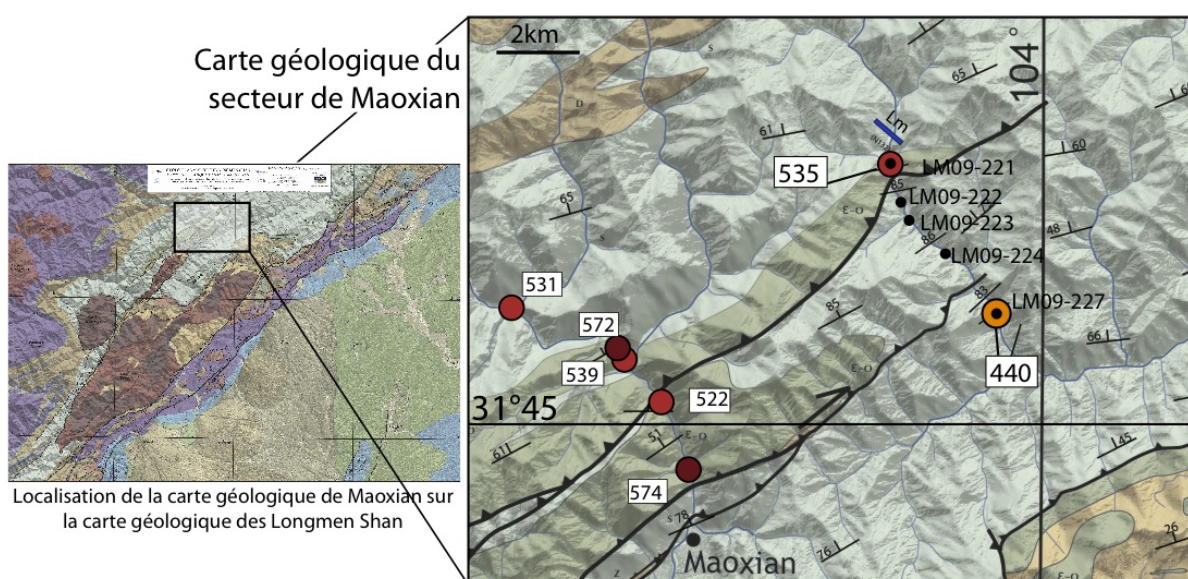


FIGURE 4.129 – Extrait de la carte géologique des Longmen Shan dans le secteur de Maoxian, au Nord Est de l'échelle de Tonghua. Les températures RSCM indiquent une augmentation d'environ  $100^{\circ}C$  du Sud-Est au Nord-Ouest de la coupe de Maoxian (échantillons LM09-227 à LM09-221). La linéation minérale portée par les phengites (Lm) est de direction N132.

Les sédiments sont des schistes gris riches en matière organique présentant des alternances de niveaux gréseux et de passées plus marneuses (figure 4.131a ). L'ensemble des

sédiments est fortement schistosé présentant une  $S_0/S_1$  de direction  $\sim N80$  et de pendage compris entre  $70$  et  $85^\circ$  vers l'Ouest. Ces couches forment de grands plis déversés vers l'Ouest (figure 4.130). La linéation minérale portée par les phengites a été mesurée de direction  $N132$  et de plongement de  $62^\circ$  vers le Nord Est à l'arrêt LM09-221.

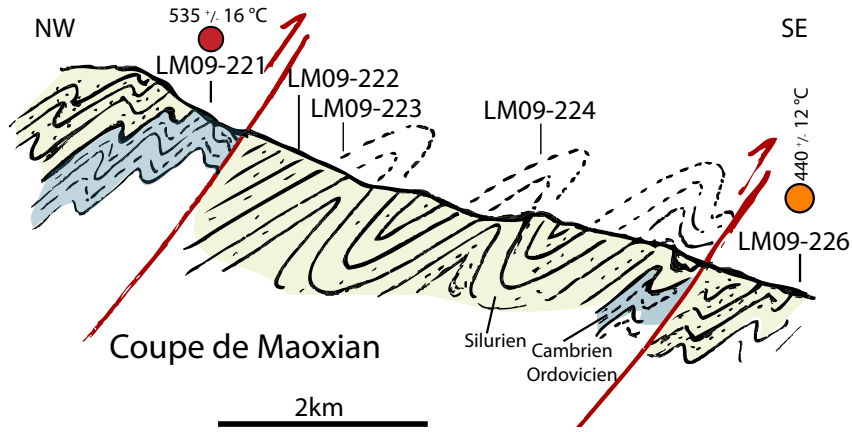


FIGURE 4.130 – Coupe géologique le long de la coupe du secteur de Maoxian. Cette coupe met en évidence les plis déversés affectant les schistes cambriens à siluriens.

Cependant, peu de marqueurs de cisaillement ont été observés, une veine de calcite micro-plissée de direction  $\sim N110$  indique un cisaillement du haut vers le Sud mais nous n'avons pas pu déterminer si cette veine était impliquée dans un pli de plus grande longueur d'onde, cette observation est donc discutable mais cohérente avec les observations effectuées à plus grand échelle (figure 4.131b ).

### Description pétrologique des sédiments du secteur de Maoxian

Un gradient métamorphique a été observé du Sud-Est au Nord-Ouest, caractérisé par une augmentation de la proportion de chlorites et de phengites dans les sédiments passant d'un schiste noir au Sud-Est (arrêt LM09-227) à des schistes verts très chloriteux aux Nord-Ouest (arrêts LM09-223 à LM09-221). Cette augmentation du degré de métamorphisme est en accord avec l'augmentation d'environ  $100^\circ C$  de la température RSCM estimée entre  $440^\circ C$  au Sud-Est et  $535^\circ C$  au Nord Ouest de la coupe (figure 4.130).

A l'arrêt LM09-221, les sédiments cambriens présentent des alternances de niveaux gréseux et marneux qui ont été échantillonnés. L'observation microscopique de ces différents niveaux lithologiques à un même arrêt a permis de repérer les différentes paragenèses ayant affecté les sédiments. En effet, les niveaux plus gréseux (LM09-221C) ont conservé une paragenèse à biotites et grenats qui a clairement été déstabilisée dans les niveaux plus marneux (LM09-221B) (figure 4.132).



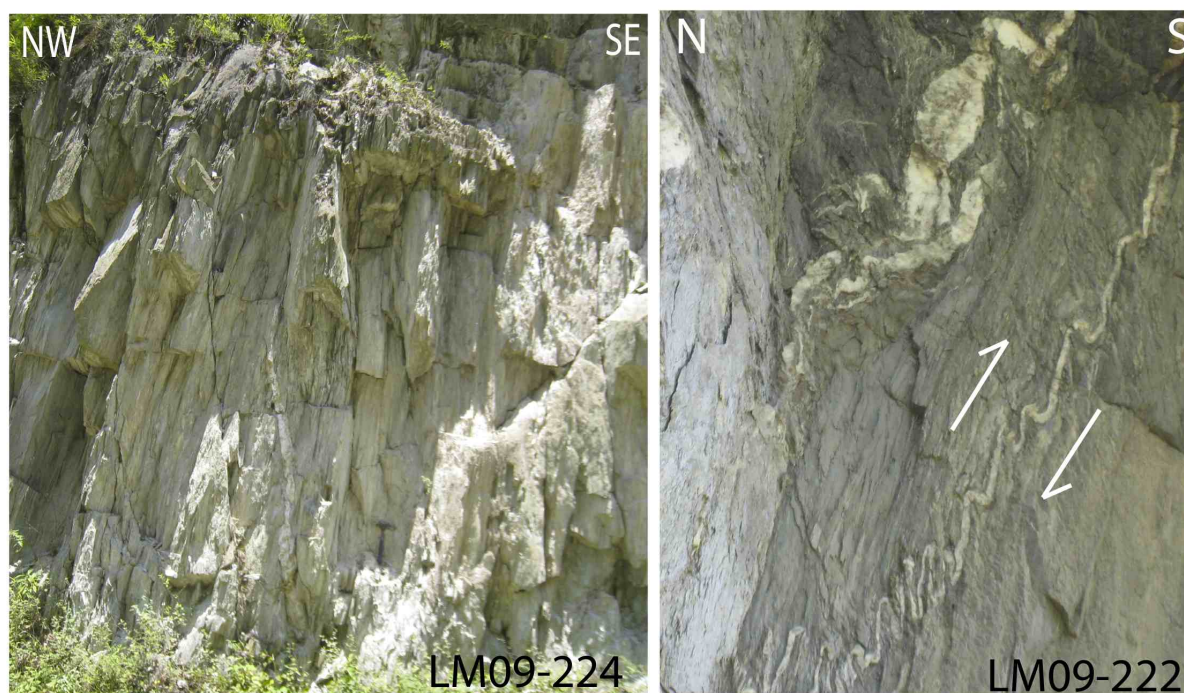


FIGURE 4.131 – Photographies d’affleurements le long de la coupe de Maoxian. a) Affleurement de schistes verts chloriteux d’âge Silurien à l’arrêt LM09-224 présentant une  $S_0/S_1$  de direction N52 et de pendage de  $85^\circ$  vers le Nord-Ouest. b) Photographie d’une veine de calcite (arrêt LM09-222) indiquant un mouvement du haut vers le Sud cohérent avec les observations effectuées à grande échelle.

#### **Métasédiments cambriens LM09-221A : échantillon d’un niveau marneux**

Cet échantillon présente une minéralogie à grenats, chlorites, quartz, allanite, phengite, albite, illménite et plagioclases (figure 4.132). Les grenats sont fortement déstabilisés et remplacés par de la chlorite, certains fantômes de grenats présentent des reliques (figure 4.132). Des grosses biotites sont crénulées et cisailées, elles sont donc précoces et partiellement rétro-morphosées en chlorites et phengites. Des phengites de petite taille sont présentes en inclusion dans les biotites, ce qui suggère une première paragénèse à phengite.

La foliation est portée par des cristaux de chlorites, phengites, plagioclases et de quartz. Cette foliation est crénulée et des phengites cristallisent tardivement dans des plans de cisaillement.

Les observations minéralogiques dans cette lame suggèrent une première paragénèse à biotites, grenats et phengites ensuite déstabilisée par une paragénèse à chlorites, phengites et plagioclases. Cependant, cette lame ne permet pas d’affirmer que les biotites et les grenats étaient à l’équilibre. En effet, l’importante déstabilisation de cette première

paragénèse n'a pas permis d'observer un contact franc suggérant que ces deux phases étaient à l'équilibre.

#### **Métasédiments cambriens LM09-221C : échantillon d'un niveau gréseux**

L'échantillon LM09-221C présente une paragénèse à quartz, plagiolases, biotites, grenats, chlorites, phengites, quartz, illménite et quelques allanites (figure 4.132). Les grenats sont de petite taille et pseudo-automorphes. Ils sont fracturés et présentent des faces à l'équilibre avec des biotites. Ces biotites sont allongées dans la direction de la foliation qui est principalement portée par un assemblage à phengites et quartz et quelques chlorites de petite taille. Dans la foliation, des chlorites précoces de plus grande taille sont observées et semblent à l'équilibre avec les biotites (figure 4.132). Enfin, certaines biotites sont entourées de calcite, qui a aussi recristallisé dans les ombres de pression des grenats, il y a donc une cristallisation tardive de calcite.

Pour résumer, une première paragénèse à grenats, biotites, chlorites et  $\pm$  phengites est observée. Cette paragénèse est ensuite déstabilisée par un assemblage à phengites, chlorites et calcite.

Les observations minéralogiques des échantillons de l'arrêt LM09-221 a permis de caractériser une première paragénèse à chlorites, phengites, biotites et grenats, ensuite déstabilisée par un assemblage à chlorites, phengites et plus ou moins calcite. La déstabilisation de la première paragénèse est plus importante dans les niveaux marneux (LM09-221C) que dans les niveaux gréseux (LM09-221A), ce qui permet une étude des différentes paragénèses de ces schistes cambriens.



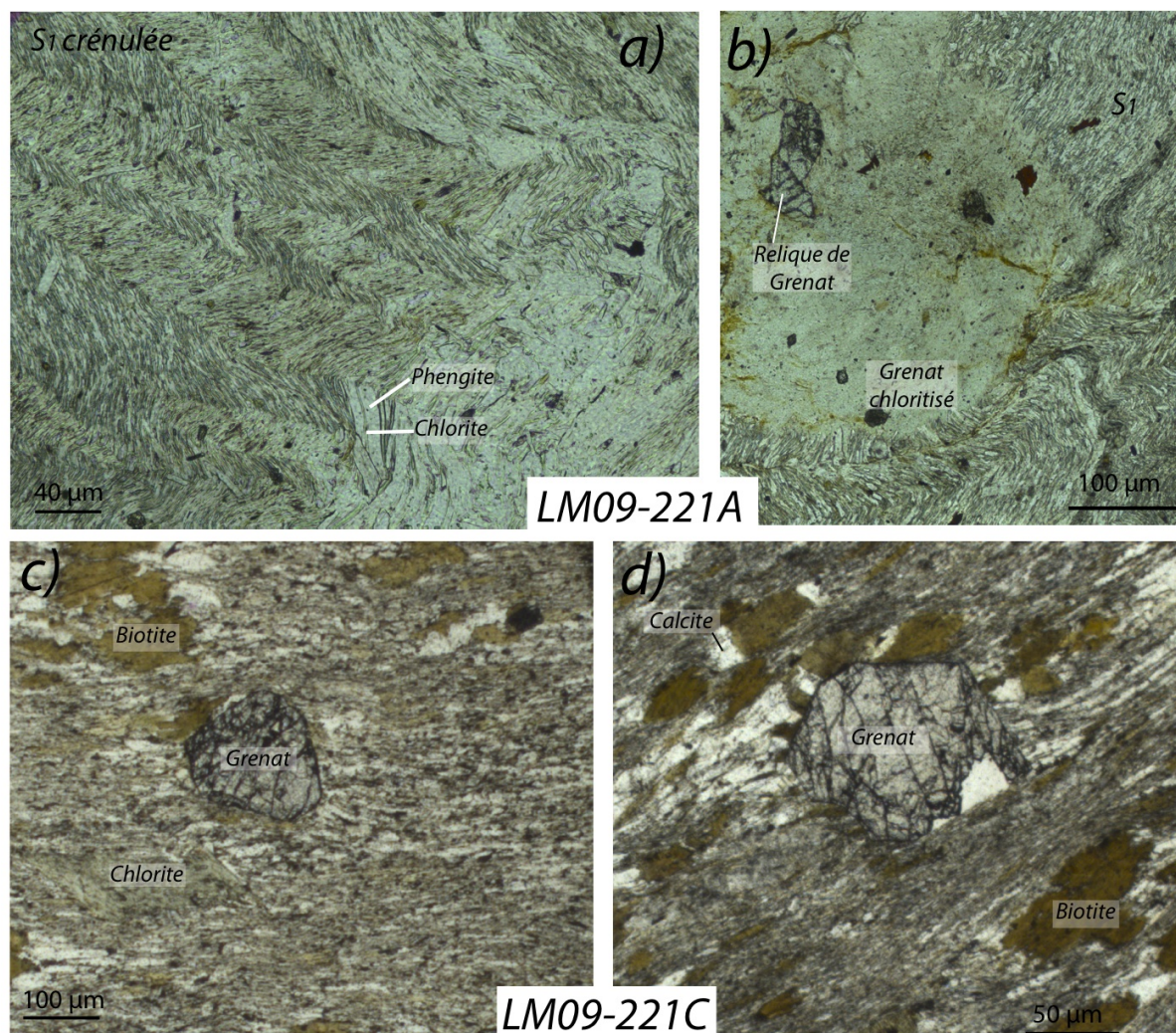


FIGURE 4.132 – Microphotographies en lumière naturelle des échantillons LM09-221A et LM09-221C. a) LM09-221A : Schistosité  $S_1$  crénulée et portée par un assemblage à chlorites et phengites b) LM09-221A : Fantôme de grenat chloritisé. La  $S_1$  est plissée. c) LM09-221C : Mise en évidence de la présence de biotite, de grenat et de chlorite primaires ainsi que de la foliation portée par des assemblages à quartz-phengite-chlorites. d) LM09-221C : Microphotographie d'un grenat mettant en évidence un contact à l'équilibre avec plusieurs biotites.

**Métasédiments siluriens LM09-223**

Plus à l'Est de la coupe, les sédiments siluriens LM09-223 sont des schistes verts riches en chlorites, phengites, quartz, plagioclases et présentant de nombreuses monazites en minéral accessoire (figure 4.133). L'importante quantité de veines métamorphiques (majoritairement calcitiques), ainsi que l'unicité de la paragenèse observée suggèrent que cet échantillon a subi une plus importante rétromorphose.

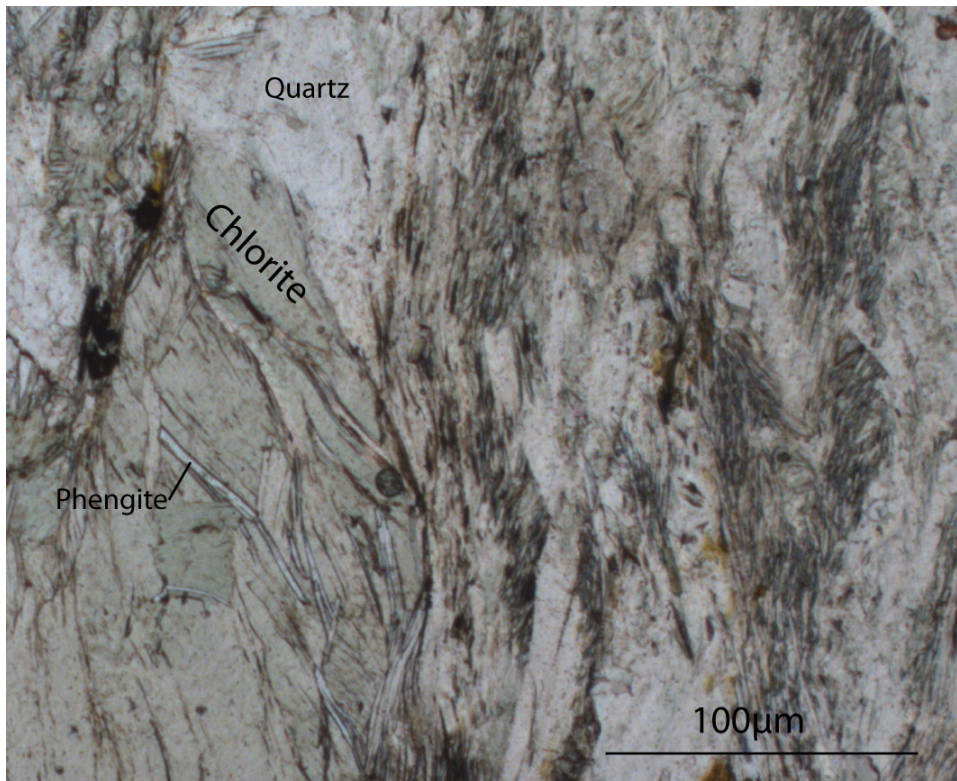


FIGURE 4.133 – Microphotographies en lumière naturelle de l'échantillon LM09-223 présentant une paragenèse à chlorites, phengites et quartz.



## Description chimique des différents paragenèses des sédiments du secteur de Maoxian

### Assemblage à chlorites/phengites

Les analyses chimiques des chlorites à la microsonde électronique permettent de mettre en évidence plusieurs points (figure 4.134 :

- Deux groupes de chlorites sont différenciables en fonction de la valeur du xMg : un premier groupe (lame LM09-221C) présente des valeurs de xMg plus faibles ( $\sim 0.3$ ) que la seconde population ( $\sim 0.4$ ). De plus, ces chlorites ont des variations importantes de la teneur en  $Si^{4+}$ .
- Les compositions des chlorites varient et l'échantillon LM09-223 présentent des chlorites plus riches en Amésite, ce qui suggère une température à l'équilibre probablement plus élevée que pour les chlorites des autres échantillons. Cependant, ces diagrammes ont été effectués sans prendre en compte le contenu en  $Fe^{3+}$ , ce qui entraîne une surestimation du contenu en Amésite.

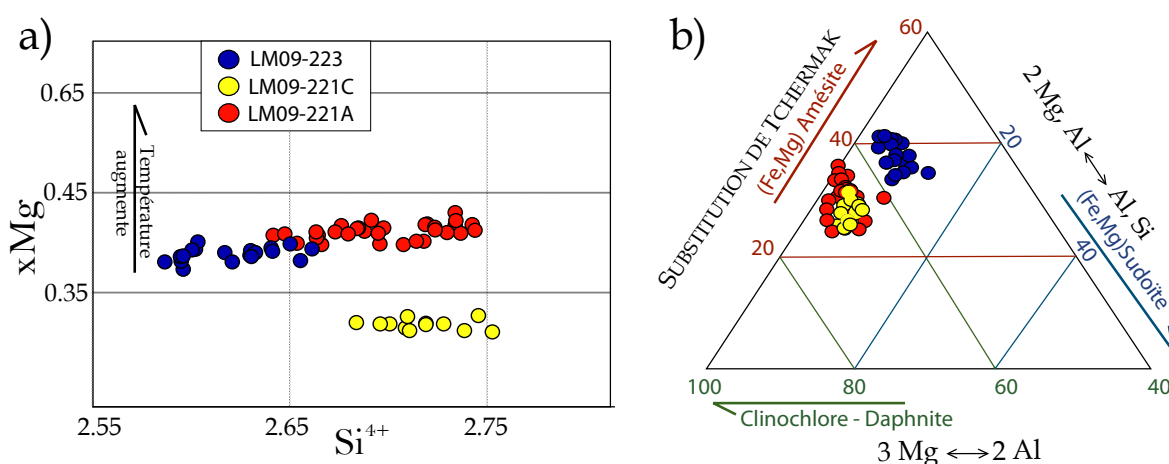


FIGURE 4.134 – Analyses chimiques des chlorites des lames de la coupe de Maoxian. a) Diagramme du xMg en fonction du  $Si^{4+}$  indiquant deux populations principales de chlorites en fonction de leur xMg. b) Diagramme ternaire des chlorites en fonction des pôles (Clinocllore + Daphnite), Sudoïte et Amésite mettant en évidence deux familles de chlorites. Les chlorites de l'échantillon LM09-223 sont plus riches en amésite, ce qui suggère qu'elles sont de plus haute température.

Les phengites des échantillons du secteur de Maoxian présentent d'importantes variations du contenu en  $Si^{4+}$ , ce qui peut suggérer une évolution en pression lors de la cristallisation de ces phengites (figure 4.135). L'échantillon le moins rétro-morphosé (LM09-221C) contient des phengites qui présentent un contenu en  $Si^{4+}$  plus élevé, suggérant une cristallisation à plus haute pression que les phengites des échantillons LM09-221A et LM09-223. Le contenu en pyrophyllite de ces phengites est inférieur à 10 %, de même ces phengites sont très pauvres en paragonite. L'échantillon LM09-221C a des phengites présentant d'importantes variations en céladonite, directement relié au contenu en  $Si^{4+}$  (du fait de la faible proportion de pyrophyllite). Cependant, nous avons vu précédemment qu'il était nécessaire de prendre en compte l'hydratation des phengites pour pouvoir interpréter ces variations en terme de variations des conditions de pression lors de la cristallisation de ces phengites.

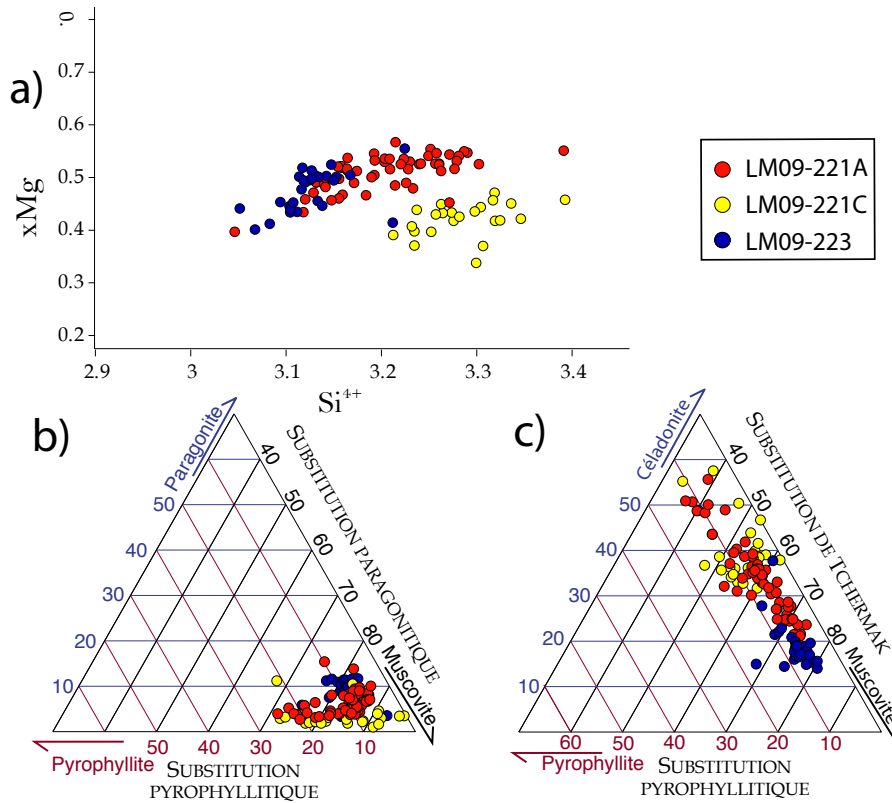


FIGURE 4.135 – Analyses chimiques des phengites du secteur de Maoxian a)  $xMg$  en fonction du  $Si^{4+}$  b) Diagramme ternaire entre les pôles Pyrophyllite, Paragonite et Muscovite c) Diagramme ternaire entre les pôles Céladonite, Pyrophyllite et Muscovite. Ces analyses mettent en évidence une variation importante du contenu en  $Si^{4+}$  des phengites, se traduisant par une augmentation de la proportion du pôle céladonite (considéré comme le pôle de haute pression).

### Assemblage à biotites et grenats

La figure 4.136 représente un diagramme ternaire des composition des grenats de la lame LM09-221C. Ces grenats ne présentent pas de variation chimique majeure entre les coeurs et la bordure, comme l'atteste la cartographie effectuée au MEB (figure 4.137) . Ces grenats sont très riches en pôle spessartine (entre 41 et 43%) et en almandin ( entre 42 et 46 %) et au contraire pauvres en grossulaire (~ 12%) et en pyrope (moins de 2%).

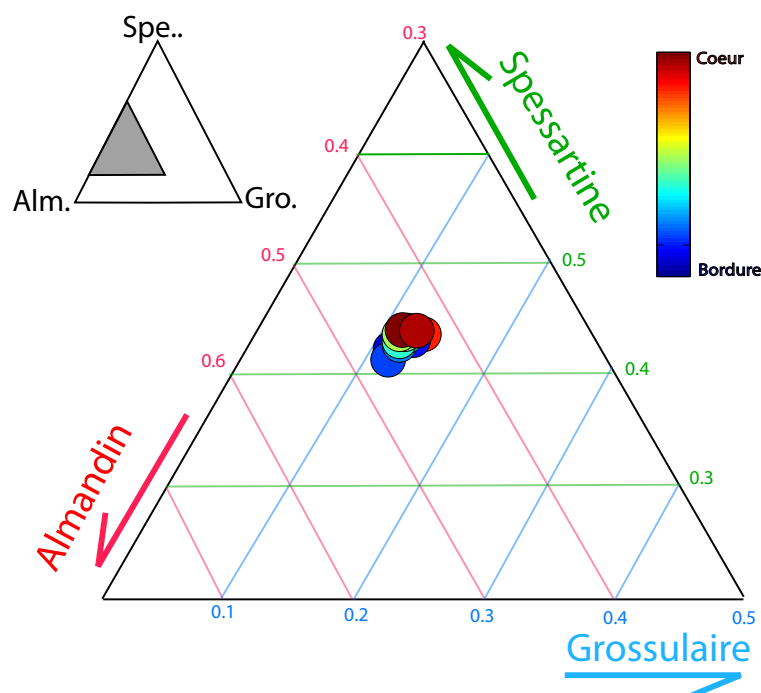


FIGURE 4.136 – Diagramme triangulaire Grenats sur la lame LM09-221C en fonction des pôles Grossulaire, Spessartine et Almandin. Les grenats de l'échantillon LM09-221C ne présentent pas d'importantes variations chimiques.

Une cartographie effectuée au MEB met en évidence les points suivants (figure 4.137) :

- Les grenats présentent de faibles variations de concentration chimique. Il présente un enrichissement en Fer et en Calcium vers les bordures, anticorrélé à un appauvrissement en Manganèse, il n'y a pas de variation du contenu en Manganèse qui est très faible.
- Les biotites ne présentent pas de zonation significative.
- La foliation est portée par un assemblage à chlorites, phengites et quartz.

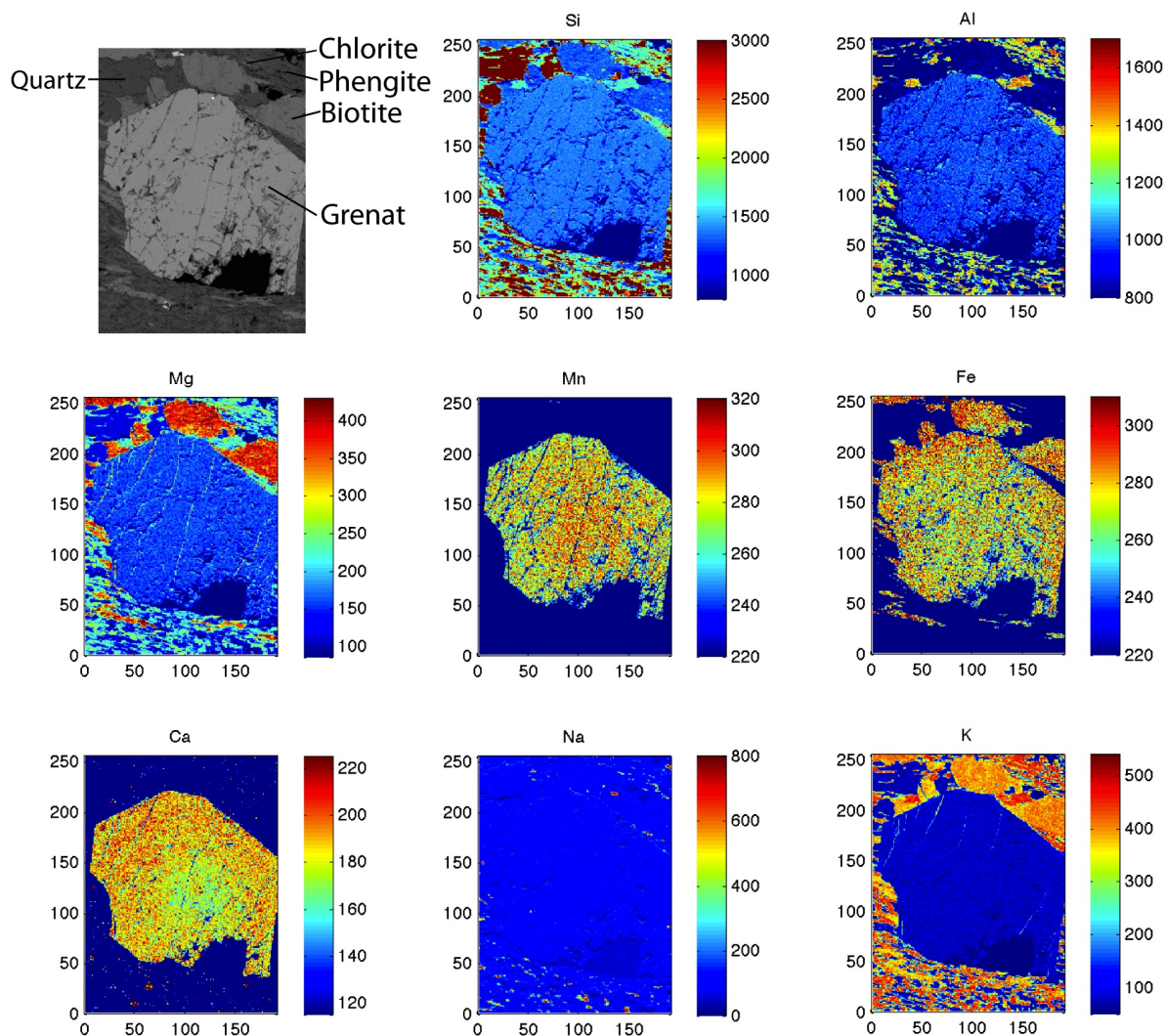


FIGURE 4.137 – Cartographie effectuée au MEB centrée sur un grenat de la LM09-221C. Les échelles de couleurs sont en nombre de coups (échelle relative). La première image représente une image BSE de la zone cartographiée. Ce grenat présente une chimie très stable et peu de zonations. Une diminution de la concentration en Manganèse du coeur vers les bordures est observée alors que la concentration en Fer et Calcium augmente vers les bordures.



Plusieurs biotites ont été analysées à la microsonde électronique et la variation du xFe de ces biotites pour 40 analyses est présentée sur la figure 4.138. La teneur en xFe des biotites de l'échantillon LM09-221C est compris entre 0.68 et 0.71, ce qui représente d'assez faibles variations.

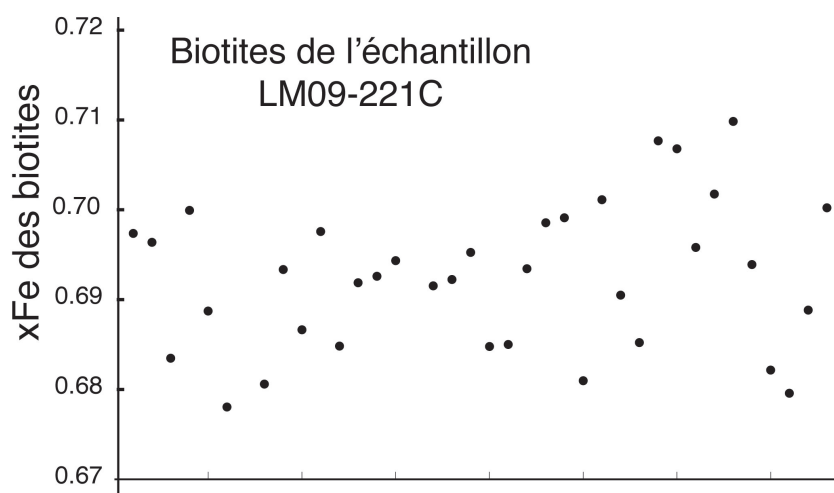


FIGURE 4.138 – xFe des biotites analysées de l'échantillon LM09-221C. Les biotites présentent des teneurs en xFe peu variables (comprises entre  $\sim 0.68$  et  $0.71$ ).

### Estimations thermo-barométriques

#### Application des multi-équilibres entre chlorites et phengites

L'estimation des conditions de pression et température de cristallisation des assemblages à chlorites-phengites-quartz-eau et phengites-quartz-eau ont été effectuées pour les lames LM09-221C et LM09-223.

Les courbes pression-température univariantes sur lesquelles les phengites sont à l'équilibre avec le quartz et l'eau indiquent que les phengites appartiennent à une même génération pour l'échantillon LM09-223 (figure 4.139). Les équilibres entre chlorite-phengite-quartz et eau indiquent une cristallisation de cet assemblage à l'équilibre pour des pressions de l'ordre de  $4 \pm 2$  kbar et des températures de  $380 \pm 30$  °. Cependant, les équilibres calculés présentent des résidus assez importants (entre 7.5 et 15 kJ), les équilibres ne sont donc pas de très bonne qualité mais ces résultats sont tout de même exploitables et cohérents avec les observations effectuées à partir des compositions chimiques des chlorites et des phengites.

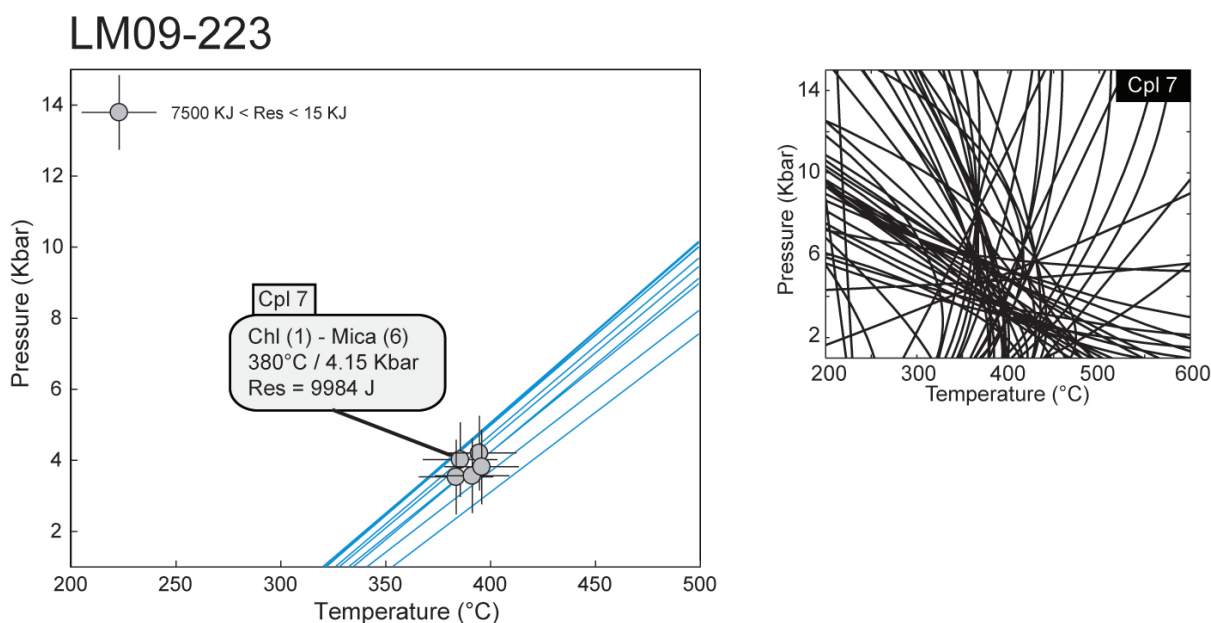


FIGURE 4.139 – Résultats de la méthode des mutli-équilibres entre chlorites, phengites, quartz et eau sur la lame LM09-223. Les conditions d'équilibre de l'assemblage chlorites-phengites sont des pressions de l'ordre de  $4 \pm 2$  kbar pour des températures variant de  $380 \pm 30$  °. Un exemple d'équilibre obtenu est représenté à droite de la figure.

Appliquant la même méthode, les résultats d'estimation de la pression et de la température sur la lame LM09-221C sont plus complexes mais les résidus calculés sont plus faibles que ceux calculés pour l'échantillon LM09-223. Les courbes pression-température univariantes sur lesquelles les phengites sont à l'équilibre avec le quartz et l'eau suggèrent

qu'il existe deux générations de phengites dans cet échantillon. Une première génération est à l'équilibre pour des pressions de l'ordre de  $8 \pm 2$  kbar et des températures de  $320 \pm 30^\circ\text{C}$  alors que la seconde génération correspond à des pressions plus basses, de l'ordre de  $5 \pm 2$  kbar et de températures de l'ordre de  $440 \pm 30^\circ\text{C}$ . Cette seconde génération de chlorites et de phengites est probablement associée à la phase rétrograde ayant peu affecté l'échantillon LM09-221C.

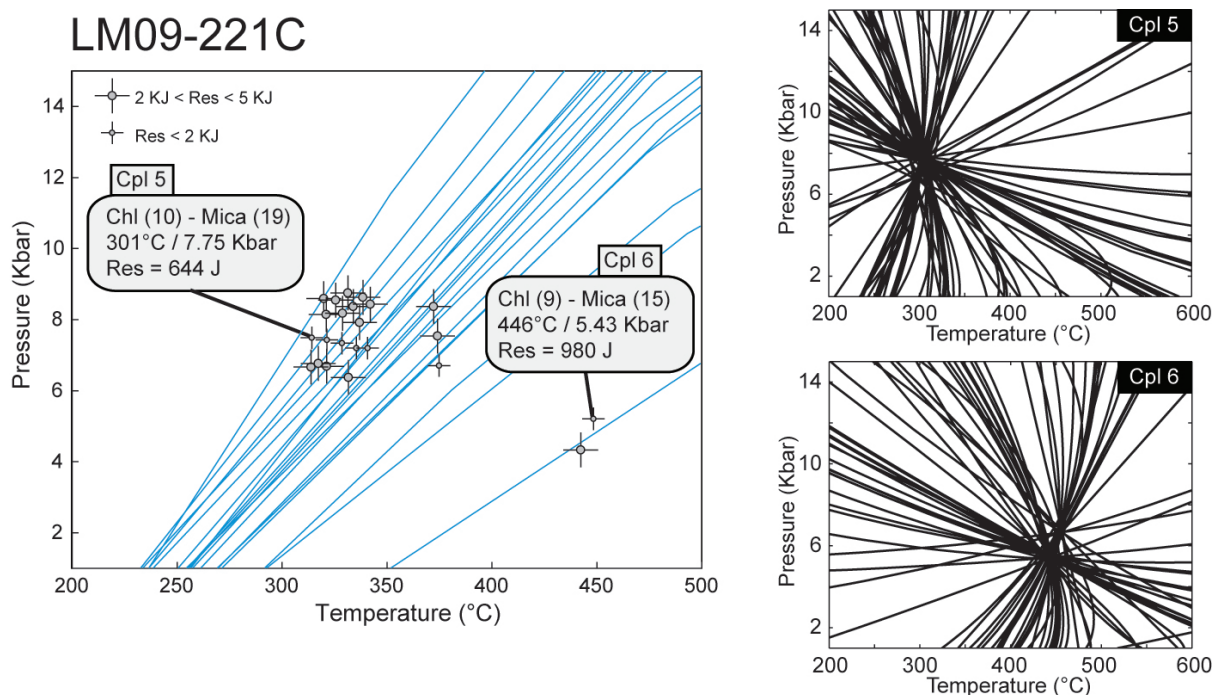


FIGURE 4.140 – Résultats de la méthode des mutli-équilibres entre chlorites et phengites sur la lame LM09-221C. Les conditions d'équilibre de l'assemblage chlorites-phengites sont des pressions de l'ordre de  $8 \pm 2$  kbar pour des températures variant de  $320 \pm 30^\circ\text{C}$ . Deux exemples d'équilibres obtenus sont représentés à droite de la figure.

Les estimations de pressions et de températures à partir des assemblages à chlorites-phengites-quartz et eau indiquent donc :

- Une première génération de chlorites et de phengites correspond à des pressions de l'ordre de  $8 \pm 2$  kbar et des températures de  $320 \pm 30^\circ\text{C}$ . Cet assemblage précoce a été conservé dans la lame LM09-221C qui a été moins rétrogradée que les autres échantillons de la coupe de Maoxian.
- Une seconde génération de chlorites et de phengites correspond à des pressions de l'ordre de  $4 \pm 2$  kbar et de températures de  $380 \pm 30^\circ$ . Cet assemblage est observé dans les échantillons collectés dans les niveaux plus marneux qui ont été plus affectés par la dernière phase de déformation associée à du métamorphisme.

### Application des équilibres entre biotites et grenats

Sur la base de contacts francs observés au microscope, nous avons proposé que des biotites étaient en équilibre avec des grenats dans la lame LM09-221C. L'application du géothermomètre à biotites et grenats a donc été effectuée afin d'estimer une température d'équilibre de cet assemblage (figure 4.141). Les résultats sont cependant assez dispersés entre les différentes calibrations testées. Pour ce type de métamorphisme et de composition chimique (prise en compte du Manganèse), les calibrations proposées par Perchuk and Lavrent'eva (1983) et Hodges and Spear (1982) sont les plus adaptées et ces deux calibrations proposent des températures à l'équilibre de l'assemblage à biotites et grenats de l'ordre de  $500 \pm 50$  °C.



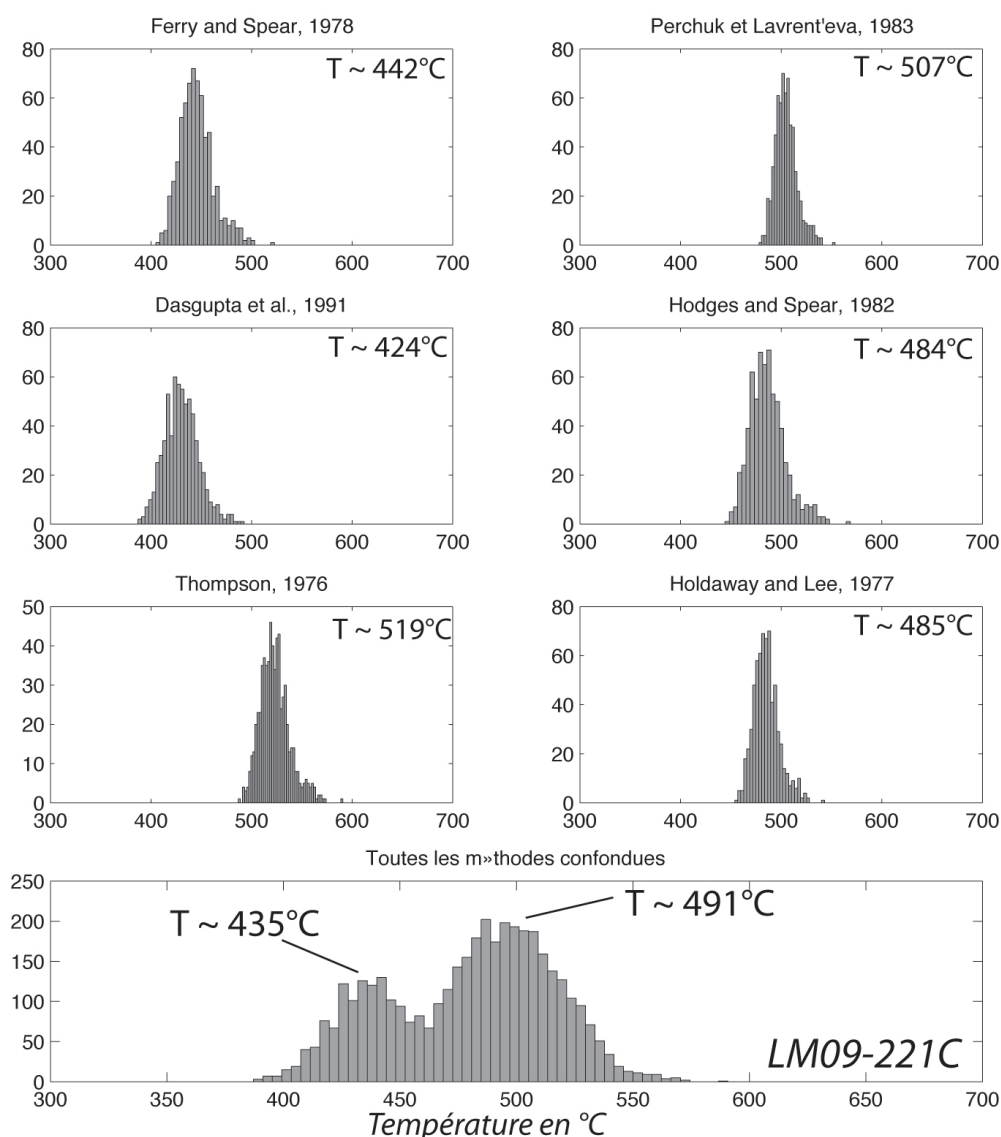


FIGURE 4.141 – Résultats de l'application de différentes calibrations du géothermomètre biotites/grenats pour la lame LM09-221C. Chaque biotite a été traitée avec chaque grenat, les histogrammes représentent le nombre de couples en fonction de la température calculée. Pour chaque méthode, la température donnée par le plus grand nombre de couples (en italique) est notée. Le cadre h) correspond à la somme de toutes les calibrations. Pour cette lame, les calibrations proposées par Perchuk and Lavrent'eva (1983) et Hodges and Spear (1982) sont les plus adaptées et proposent des températures à l'équilibre de l'assemblage à biotites et grenats de l'ordre de  $500 \pm 50^{\circ}\text{C}$ .

### Pseudosection réalisée avec PERPLE\_X

A partir de la composition roche totale de l'échantillon LM09-221C, nous avons pu calculer une pseudosection avec le logiciel PERPLEX (Connolly, 2005) (figure 4.142).

De nombreux tests ont été effectués en fonction des éléments pris en compte et des solutions solides utilisées. Le modèle le plus simple testé était dans le système KFMASH qui a été progressivement complexifié pour arriver au système présenté ici : Ca,Mn,Ti,Na,KFMASH. Pour chaque système, plusieurs modèles de solutions solides inter-consistantes ont été testés et les résultats des différentes pseudosections étant très cohérents, nous avons choisi les modèles de solutions solides suivants : Gt(HP), Pl(h), Pheng(HP) et Bio(TCC) (Holland and Powell, 1998).

A partir des intersections des isoplèthes des différents pôles du grenat, nous avons pu déterminer un domaine de stabilité de croissance du grenat (figure 4.142). Cette pseudosection suggère que les conditions d'équilibre de l'assemblage à grenats et biotites correspondent à un champ où les phases minéralogiques à l'équilibre étaient : plagioclase, grenat, rutile, phengite, biotite et quartz, ce qui est cohérent avec les observations effectuées sur l'échantillon. Les conditions d'équilibre sont d'environ  $550 \pm 50^{\circ}\text{C}$  pour des pressions variant d'environ  $5.8 \pm 1$  kbar.

Les grenats de l'échantillon LM09-221C sont très riches en spessartine, qui est classiquement considéré comme étant le pôle de basse température des grenats. En prenant en compte la composition roche totale de l'échantillon LM09-221C, nous avons vu que les températures d'équilibre de ces grenats est tout de même assez élevées (  $550 \pm 50^{\circ}\text{C}$  ) et cohérentes avec le pic de température obtenu à partir des données RSCM (  $535 \pm 50^{\circ}\text{C}$  ). Le pôle spessartine correspond au pôle de basse température des grenats. Cette pseudosection indique que la prise en compte de la composition roche totale de l'échantillon est nécessaire puisqu'elle montre que la température d'équilibre du grenat correspond au pic thermique enregistré par la matière organique et les biotites.

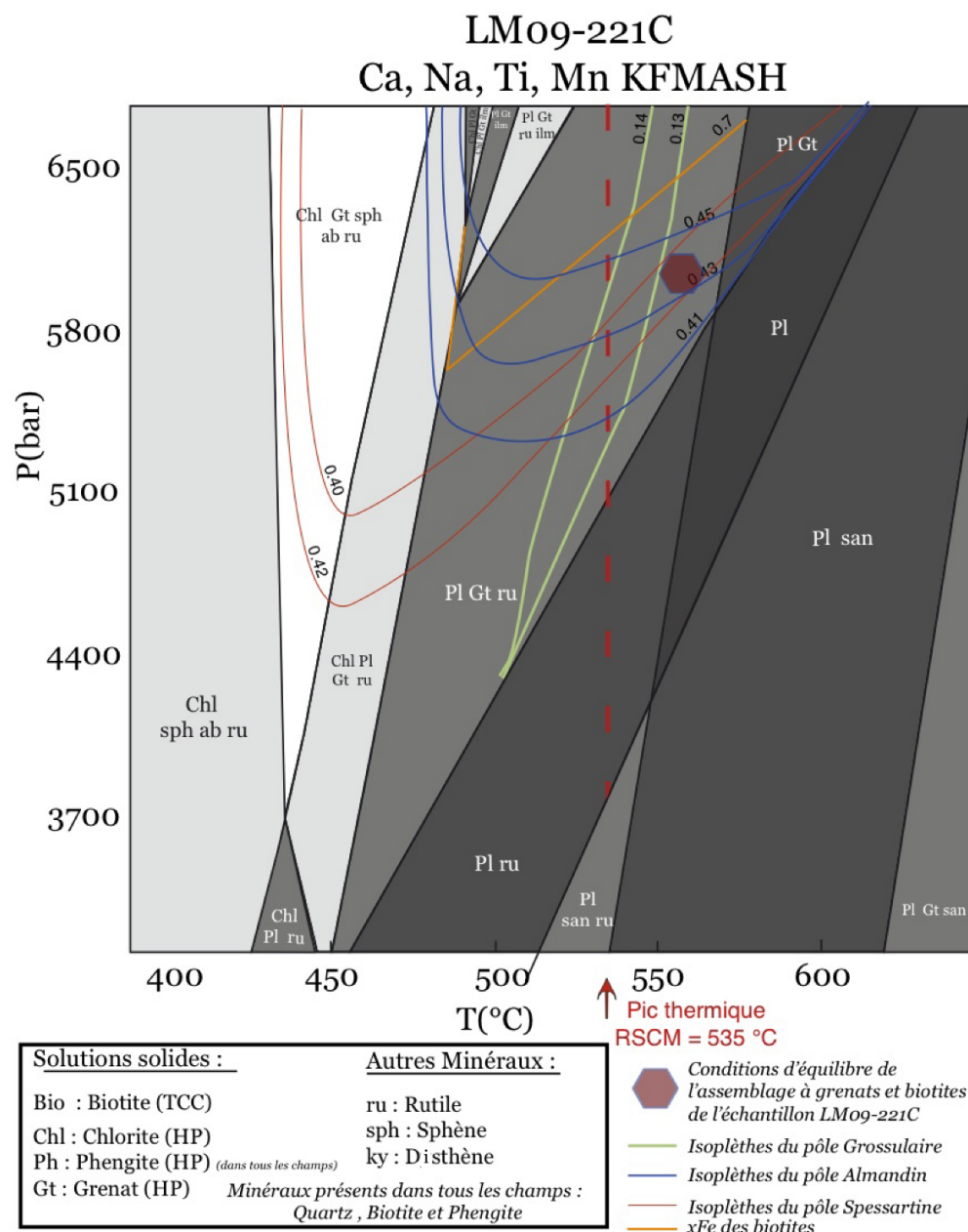


FIGURE 4.142 – Pseudosection calculée pour l'échantillon LM09-221C. Les conditions d'équilibre de la paragenèse à biotites et grenats correspondent à des températures d'environ  $550 \pm 50^\circ\text{C}$  et des pressions de l'ordre de  $6 \pm 1\text{kbar}$ , ce qui est cohérent avec la température maximale obtenue par RSCM de  $535 \pm 50^\circ\text{C}$ .

Les estimations thermobarométriques effectuées dans les échantillons de la coupe de Jiunding ont permis la réalisation d'un trajet pression-température synthétique (figure 4.143). Les observations microscopiques suggèrent une première paragénèse à biotite, grenat, phengite et potentiellement chlorite. Les estimations thermobarométriques en appliquant la méthode des multi-équilibres entre chlorites et phengites ont mis en évidence 2 populations de chlorites/phengites : une première population à l'équilibre pour des conditions d'environ  $8 \pm 2$  kbar et des températures de  $320 \pm 30^\circ\text{C}$  et une seconde vers  $4 \pm 2$  kbar et de températures de  $380 \pm 30^\circ\text{C}$ . Les estimations thermobarométriques indiquent donc que les conditions de pression et température entre la première génération de chlorites et de phengites et les conditions d'équilibre de la paragénèse à biotite et grenat ( $550 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $6 \pm 1$  kbar) sont différentes. Les observations microscopiques ne nous permettent pas de déterminer la chronologie de cristallisation entre ces deux paragénèses qui semblent à l'équilibre et un trajet pression température horaire est donc proposé. Cependant, de nouvelles analyses doivent être menées pour valider ou non ce trajet.

Ce trajet pression-température suggère un pic de pression à  $\sim 400 \pm 30^\circ\text{C}$  et  $8 \pm 2$  kbar suivi d'un pic de température à  $\sim 550 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $6 \pm 2$  kbar. Enfin, un dernier assemblage à chlorites et phengites semble avoir enregistré le trajet en exhumation.

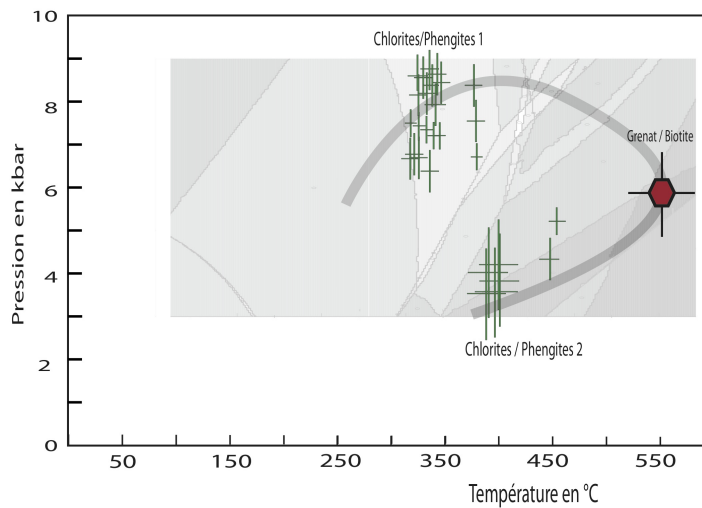


FIGURE 4.143 – Diagramme Pression-Température synthétique des différents données acquises à partir de plusieurs méthodes de thermo-barométrie sur les échantillons de la coupe de Maoxian. Un chemin PT est proposé en gris clair, et suggère un pic de pression à environ  $400^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$  et  $8 \pm 2$  kbar et un pic de température à  $\sim 550 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $6 \pm 2$  kbar.



### Datations Th-Pb des monazites de l'échantillon LM09-223

L'échantillon LM09-223 a la particularité de contenir des monazites de grande taille (longueur 100  $\mu\text{m}$ ) présentant des inclusions de chlorites, de micas et de plagioclases. Ces monazites présentent d'importantes zonations en Thorium comme le montre la figure 4.144 qui présente une cartographie chimique effectuée au FEG. Ces zonations peuvent être marqueur d'un rééquilibrage des monazites suite à des circulations de fluides qui peuvent avoir lieu à relativement faibles températures (Bosse *et al.*, 2009).

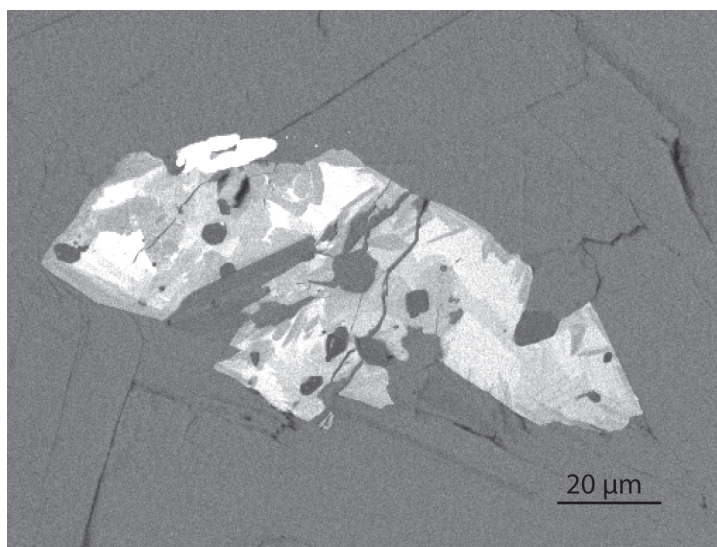


FIGURE 4.144 – Cartographie élémentaire en Thorium (effectuée au MEB) d'une monazite de la lame LM09-223 montrant des zonations liées à des circulations de fluides. Cartographie effectuée au FEG. Les zones claires présentent une plus forte concentration en Thorium. D'importantes zonations sont observées dans cette monazite.

Les observations texturales de ces monazites (bordures franches avec des cristaux de chlorites et de micas) et de leurs inclusions de chlorites, plagioclases et phengites suggèrent qu'elles sont synchrones de la croissance de ces minéraux du faciès schiste vert pour l'échantillon LM09-223.

Les résultats obtenus sont tous du même ordre de grandeur (figures 4.145 et 4.146), les âges Th-Pb calculés pour les monazites de l'échantillon LM09-223 sont donc très cohérents et permettent d'obtenir un âge de  $92.2 \pm 1.3$  Ma.

En utilisant les données U-Pb dans cette lame, il est possible de réaliser un diagramme de type Terra-Wasserburg qui permet de valider les résultats obtenus à partir des analyses Th-Pb puisque nous obtenons un âge d'environ  $90.8 \pm 3.6$  Ma en réalisant ce diagramme (figure 4.147).

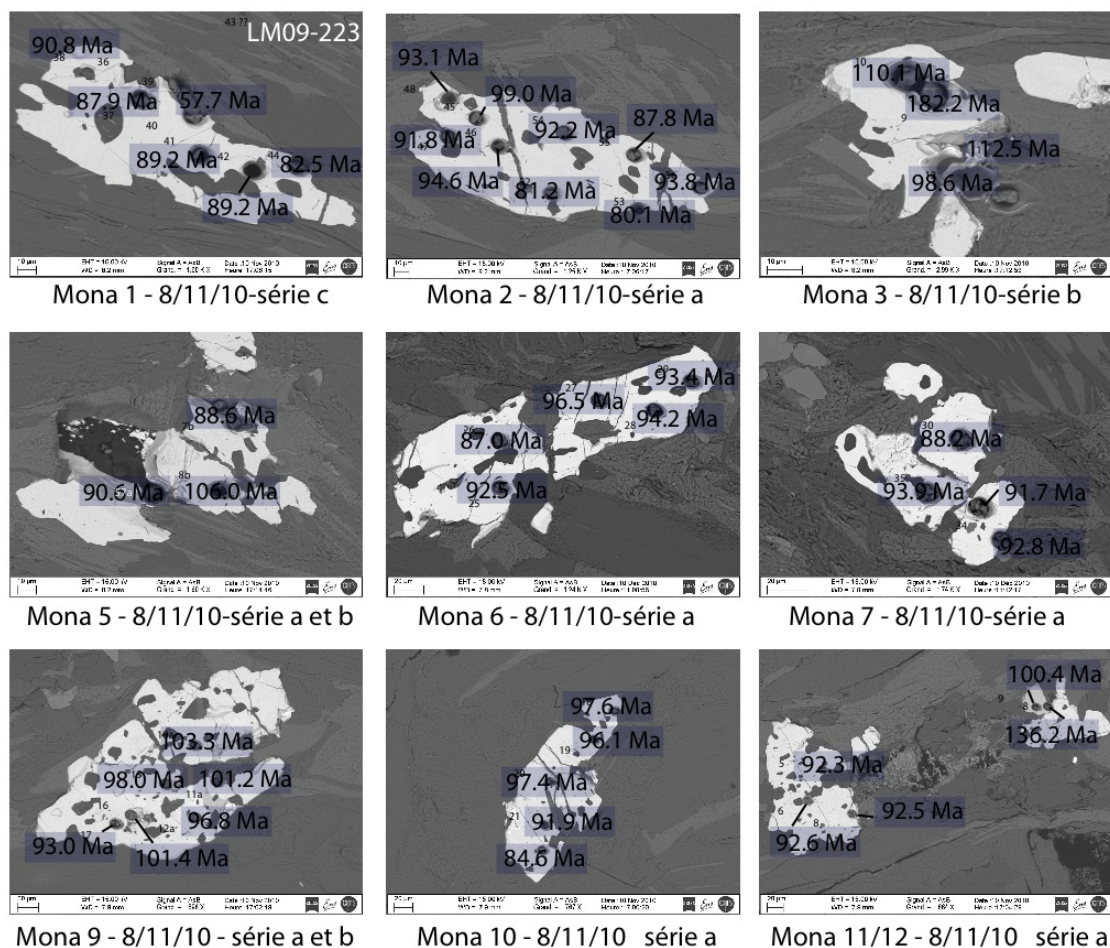


FIGURE 4.145 – Résultats des datations ICPMS sur la lame LM09-223 pour chaque point d'analyse. Les âges Th-Pb obtenus sont très homogènes et il n'est pas observé de variation significative entre les âges calculés en coeur et en bordure des monazites, suggérant l'absence de coeurs hérités.

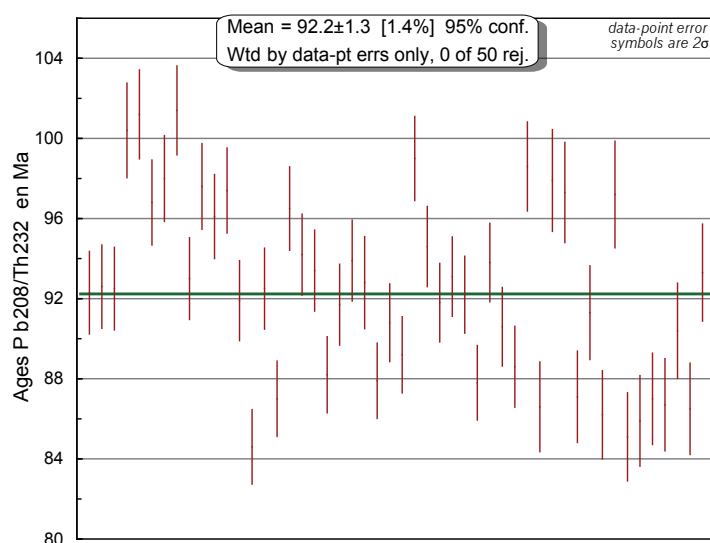


FIGURE 4.146 – Graphique de répartition des âges Th-Pb obtenus pour les monazites de l'échantillon LM09-223. Les mesures sont très homogènes et un âge moyen de  $92.2 \pm 1.3$  Ma en considérant une intervalle de confiance de 95%.

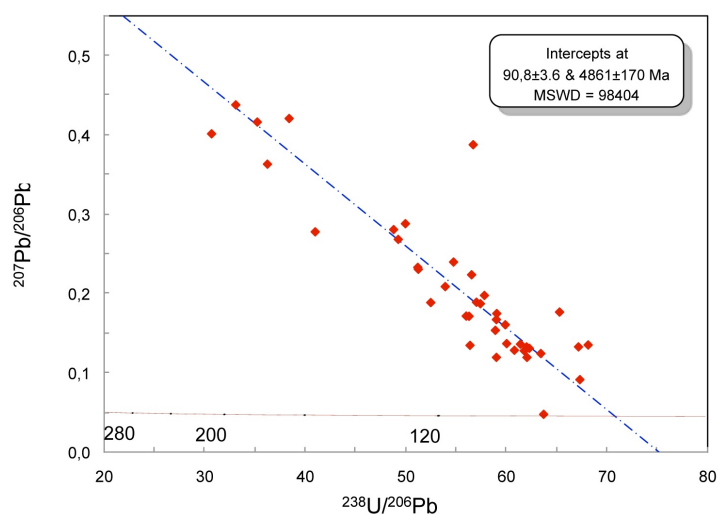


FIGURE 4.147 – Diagramme de type Terra-Wasserburg permettant l'utilisation des données U-Pb pour la lame LM09-223 et permettant d'obtenir un âge de  $90.8 \pm 3.6$  Ma.

## Résultats principaux de l'étude de la zone de cisaillement de Wenchuan

1. Mise en évidence d'un gradient métamorphique inverse dans la zone centrale comme au Nord de la zone de cisaillement de Wenchuan.
2. Deux trajets pression température différents ont été estimés. Le pic de métamorphisme est à peu près similaire, à l'inverse, la phase d'exhumation diffère entre ces deux trajets.
3. Les différentes structures observées dans la zone de cisaillement sont complexes et variables mais semblent indiquer une première phase de déformation indiquant des mouvement du haut vers le Sud ou le Sud-Est. Une seconde phase à composante décrochante plus importante est ensuite observée et est plus localisée dans la zone de cisaillement de Wenchuan à proprement parlé.
4. Les datations des monazites associées au faciès schiste vert suggèrent une réactivation probable de la chaîne au Crétacé (entre 90 et 70Ma).



# Synthèse sur les Longmen Shan et évolution géodynamique

## Sommaire

<b>5.1 Synthèse à l'échelle de la chaîne des Longmen Shan . . . . .</b>	<b>274</b>
5.1.1 Structure actuelle des Longmen Shan : une coupe à l'échelle crustale	274
Confrontation de deux lithosphères contrastées . . . . .	274
A la bordure de deux domaines paléogéographiques différents . . .	274
Un important saut de déformation au niveau des Longmen Shan .	277
5.1.2 Données thermiques à l'échelle régionale : une évolution complexe .	279
Synthèse des données de pétrologie métamorphique . . . . .	279
Synthèse des données de géochronologie . . . . .	284
5.1.3 Interprétation proposée . . . . .	285
<b>5.2 Evolution Géodynamique et Géologie comparée . . . . .</b>	<b>286</b>
5.2.1 Ouverture de la Paléotéthys et formation de la marge passive . . .	286
5.2.2 L'orogénèse indosinienne : Les Longmen Shan en bordure d'une	
chaîne de subduction . . . . .	291
Déformations affectant les sédiments du Songpan Garze . . . . .	291
5.2.3 Phase crétacée : Réactivations dans les Longmen Shan en consé-	
quence de l'orogénèse Yanshanienne ? . . . . .	298
Quelles peuvent être les mécanismes géodynamiques responsable	
d'une réactivation crétacée de la chaîne ? . . . . .	299
5.2.4 La collision Inde-Asie et la surrection récente du plateau tibétain .	301

## 5.1 Synthèse à l'échelle de la chaîne des Longmen Shan

### 5.1.1 Structure actuelle des Longmen Shan : une coupe à l'échelle crustale

#### Confrontation de deux lithosphères contrastées

Les observations géologiques, couplées aux données géophysiques nous ont permis de réaliser une coupe à l'échelle crustale des Longmen Shan qui a montré la confrontation de 2 blocs très contrastés : (figure 5.1) :

1. Les Longmen Shan se situent à l'aplomb de la transition crustale entre ces 2 blocs, caractérisée par un saut de Moho abrupt de 20km entre le craton du Yangtze et la croûte tibétaine. Cette transition crustale est interprétée comme résultant d'un contraste rhéologique important entre la croûte tibétaine et le craton du Yangtze, considéré comme un bloc résistant.
2. Les Longmen Shan se situent à la transition entre deux domaines paléogéographiques différents. Ces domaines ont subi des déformations et une évolution métamorphisme contrastée et sont limités par la zone de cisaillement de Wenchuan qui constituent une zone de transition.
3. La chaîne d'avant-pays des Longmen Shan est peu développée, ce qui entraîne un important contraste topographique alors que la convergence actuelle est faible.
4. La chaîne est structurée par un système de 3 grandes failles (Wenchuan, Beichuan et Guanxian) présentant des cinématiques et des styles de déformation variés. L'activité de ces trois failles n'est pas synchrone : la faille de Wenchuan est associée à une zone de déformation ductile active dès le Trias alors que les failles de Beichuan et de Guanxian ont été activées plus récemment.
5. Les zones métamorphiques ne sont pas localisées dans la zone interne de la chaîne des Longmen Shan mais s'étendent sur le plateau Tibétain, à l'inverse d'une exhumation plus localisée associée au jeu d'une zone de faille. Les processus d'exhumation impliqués sur cette bordure du plateau tibétain doivent donc rendre compte de cette large distribution.
6. La nature de la croûte sous le plateau, jusqu'à la longitude de Danba est similaire à celle du craton du Yangtze. La partie Est de la nappe de flyschs du Songpan Garze s'est donc mise en place sur la bordure Ouest de la marge passive de craton du Yangtze (Billerot, 2011a).

#### A la bordure de deux domaines paléogéographiques différents

Dès le Paléozoïque, le Songpan Garze et le craton du Yangtze connaissent des milieux de dépôts différents. Des sédiments flyschoides d'eau profonde se déposent dans le Songpan Garze alors des dépôts de plate-forme se mettent en place sur le craton du Yangtze

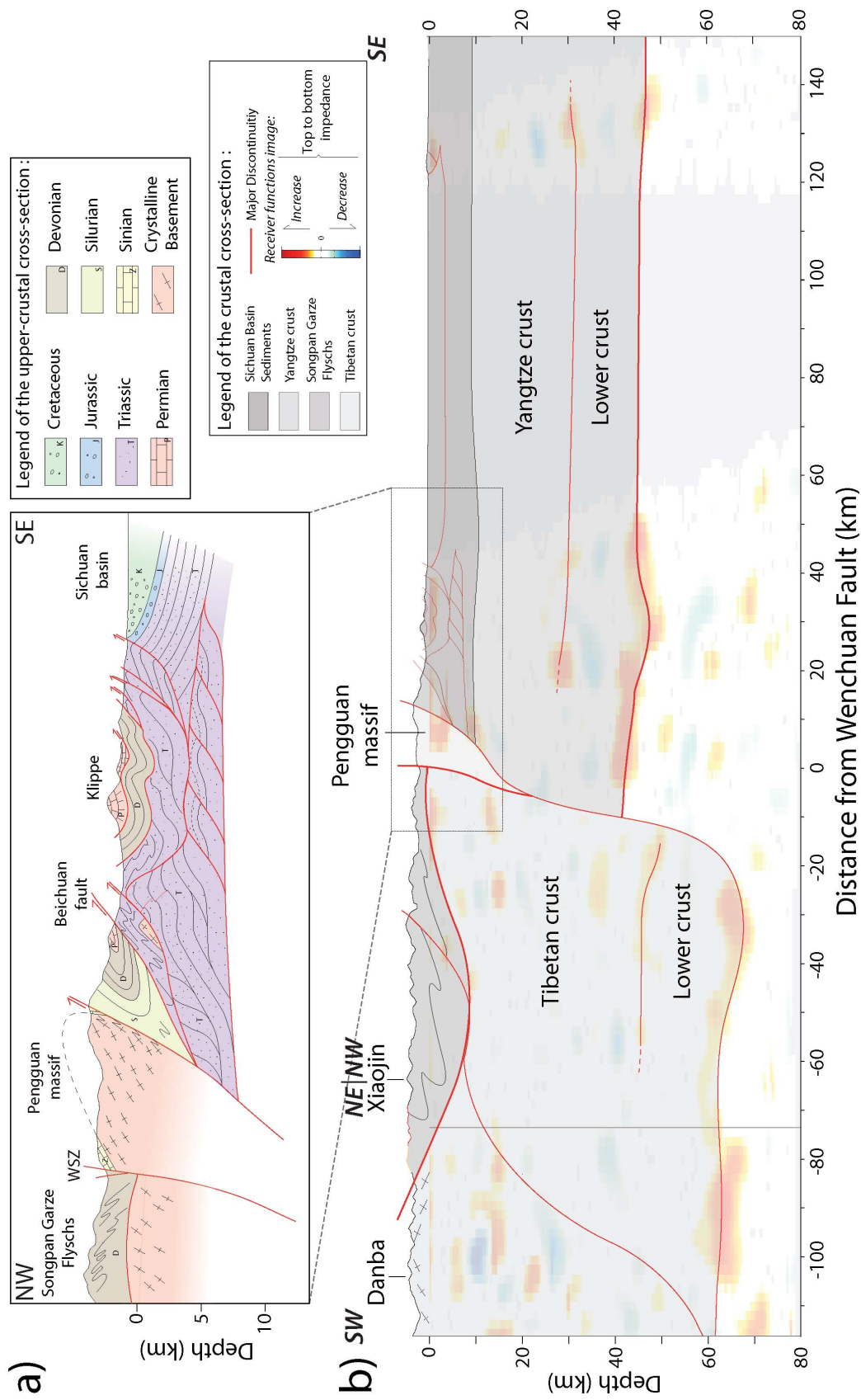


FIGURE 5.1 – Coupe synthétique passant à travers les Longmen Shan, à l'échelle crustale (Robert *et al.*, 2010b). Cette coupe met en évidence la confrontation entre l'épaisse croûte tibétaine et le craton du Yangtze, considéré comme un bloc résistant, ainsi que la propagation vers l'Est de la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan et le développement d'une zone triangulaire.

(figure 5.2). La transition entre le craton du Yangtze et le Songpan Garze était probablement abrupte, expliquant l'absence de sédiments présentant des faciès intermédiaires.

Les Longmen Shan présentaient une structure de marge passive jusqu'au Trias supérieur où une inversion de relief a lieu, indiquée par l'absence de sédimentation dans le Songpan Garze et la sédimentation de nature continentale dans le bassin du Sichuan qui est alors un bassin flexural (figure 5.2).

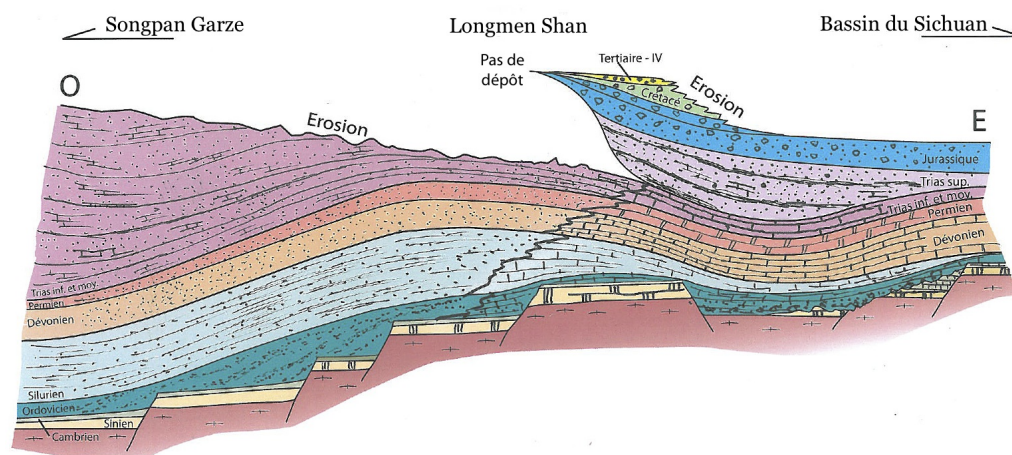


FIGURE 5.2 – Schéma stratigraphique simplifié mettant en évidence la transition rapide des faciès sédimentaires entre les sédiments de plate-forme d'affinité Yangtze et ceux déposés à grande profondeur et d'affinité Songpan Garze (bassin turbiditique).

Sur la base d'études géochimiques portant sur des affleurements de socle au niveau de Danba et de la nature des granitoïdes intrudés dans les flyschs du Songpan Garze, (Billerot, 2011a) propose que la marge continentale Ouest du craton du Yangtze se prolonge au moins jusqu'aux longitudes de Danba.

Si ces arguments sont en faveur d'une extension de la marge passive vers l'Ouest, aujourd'hui recouverte par l'épaisse série de flyschs du Songpan Garze, la question de la localisation de la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique reste encore posée. En effet, dans la partie Ouest du bloc du Songpan Garze, la croûte serait de nature océanique (Mattauer *et al.*, 1992; Calassou, 1994; Roger *et al.*, 2008, 2011).



### Un important saut de déformation au niveau des Longmen Shan

En plus de la confrontation de deux domaines paléogéographiques, les Longmen Shan se localisent au niveau d'un contraste de déformation entre les sédiments occidentaux (Songpan Garze) intensément plissés et ceux orientaux, moins déformés (bassin du Sichuan déposé sur le craton du Yangtze).

### Déformation affectant les sédiments d'affinité Yangtze

Les sédiments d'affinité Yangtze affleurent principalement dans la chaîne d'avant-pays et en couverture sédimentaire des massifs cristallins. Ces sédiments sont relativement peu déformés et présentent une structure de type prisme ("fold belt fault") dans le front de la chaîne, comme le montre la coupe géologique de Yanmen (figure 5.3).

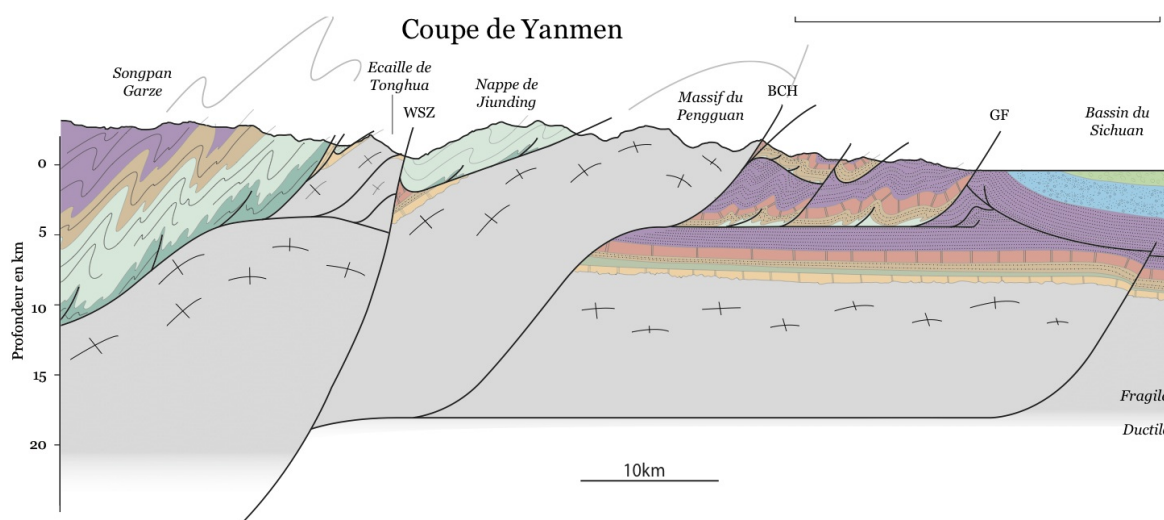


FIGURE 5.3 – Coupe géologique simplifiée de Yanmen montrant le contraste de déformation entre les sédiments d'affinité Songpan Garze intensément plissés et ceux d'affinité Yangtze présentant une structure de type prisme.

La structuration de ce prisme s'est effectuée pendant différentes phases tectoniques. La première phase entraîne un plissement de la pile sédimentaire au front de la chaîne sur laquelle se mettent en place des klippes lors de cette même phase. La seconde phase permet l'exhumation de socle et réactive le front de la chaîne. Cette phase récente est encore active actuellement.

Les variations latérales du Sud au Nord de la chaîne sont interprétées comme reflétant une exhumation plus importante dans la partie centrale de la chaîne, où le massif cristallin du Pengguan affleure.

Une zone triangulaire a été mise en évidence, associée à des chevauchements aveugles dans la partie la plus frontale de la chaîne. Nous proposons une connexion en profondeur du système de faille structurant le front de chaîne (figure 5.3).

### Déformations affectant les sédiments du Songpan Garze

La chaîne du Songpan Garze est communément décrite comme une chaîne en plissement-décollement associée à l'orogénèse indosinienne. La base de la pile sédimentaire du Songpan Garze, formée par les sédiments d'âges cambriens à siluriens, est considérée comme un niveau de décollement majeur (figure 5.4) (Chen *et al.*, 1994; Calassou, 1994; Harrowfield and Wilson, 2005).

Les sédiments supérieurs de la pile (dévonien à triasiques) présentent des plis isoclinaux serrés qui indiquent un raccourcissement de la pile sédimentaire d'au moins 40%. Les plis affectant ces flyschs ne sont pas typiques des plis communément observés dans les prismes d'accrétion, et pourraient être la conséquence de l'épaisseur importante de la pile sédimentaire. De plus, une étude de provenance de zircons a montré que ces flyschs proviennent du démantèlement de la croûte continentale du bloc Chine du Nord (Weislogel *et al.*, 2006, 2010). Ces flyschs sont très riches en éléments radioactifs, ce qui entraîne sans doute une importante production de chaleur et un gradient géothermique assez élevé au sein de ces sédiments.

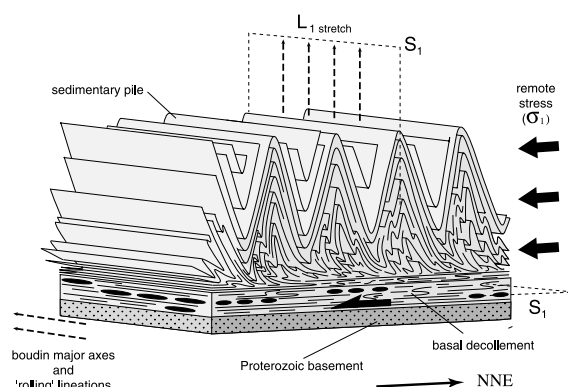


FIGURE 5.4 – Schématisation du niveau de décollement basal dans les flyschs du Songpan Garze et des plis serrés affectant les flyschs du Songpan Garze (Harrowfield and Wilson, 2005)

Nos observations dans les Longmen Shan nous permettent de proposer un schéma simplifié de la première phase de déformation, contrôlée par une tectonique pelliculaire (figure 5.5).

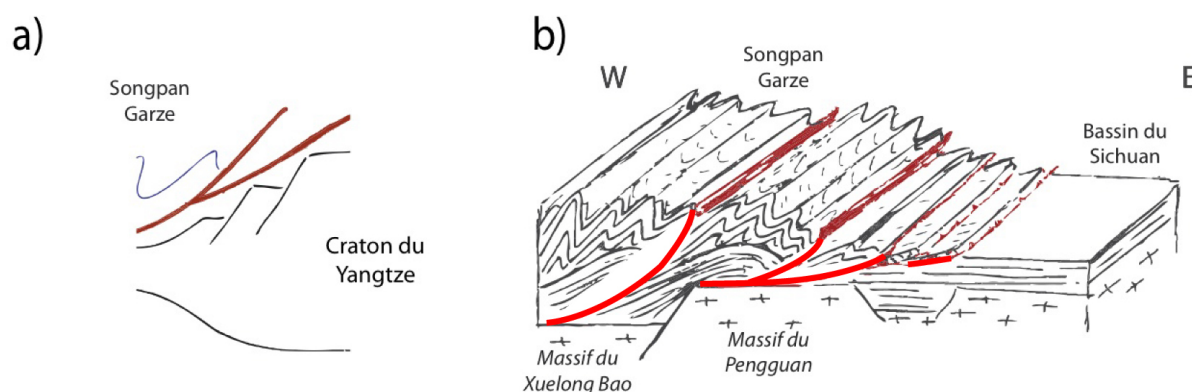


FIGURE 5.5 – Tectonique de type pelliculaire associée à la phase de déformation indosinienne. a) Schéma simplifié des déformations observées au niveau de la marge Ouest du Songpan Garze. b) Bloc 3D simplifié des déformations de type pelliculaire affectant les Longmen Shan lors de la phase indosinienne.

Les structures présentent une virgation en se rapprochant des Longmen Shan (figure 5.6). En effet, au niveau de Danba, les axes de plis sont orientés  $\sim N90$ , ce qui indique un raccourcissement de direction Nord-Sud alors qu'ils sont orientés  $\sim N45$  dans les Longmen Shan (figure 5.6). Cette virgation des structures à proximité du bloc du Yangtze a été interprété par Chen *et al.* (1994); Chen and Wilson (1996) et Harrowfield and Wilson (2005) comme résultant d'une seconde phase de déformation de type décrochante sénestre.

Néanmoins, aucune structure de recoupement n'a été observée, nous proposons donc que ces 2 types de structures soient en fait la conséquence d'une seule phase de déformation associée à l'arrivée de la nappe du Songpan Garze sur le bloc du Yangtze. Enfin, une exhumation partielle de socle se produit à la fin de l'orogénèse indosinienne, notamment dans le complexe métamorphique de Danba et à proximité du massif du Xuelong Bao (figure 5.7).

### 5.1.2 Données thermiques à l'échelle régionale : une évolution complexe

#### Synthèse des données de pétrologie métamorphique

Notre étude de thermobarométrie s'est focalisée sur deux coupes principales dans la zone de cisaillement de Wenchuan : la coupe de Gengda au centre et la coupe de Maoxian au Nord (figure 4.86 et figure 4.130).

Deux points importants sont à retenir de nos résultats de pétrologie métamorphique :

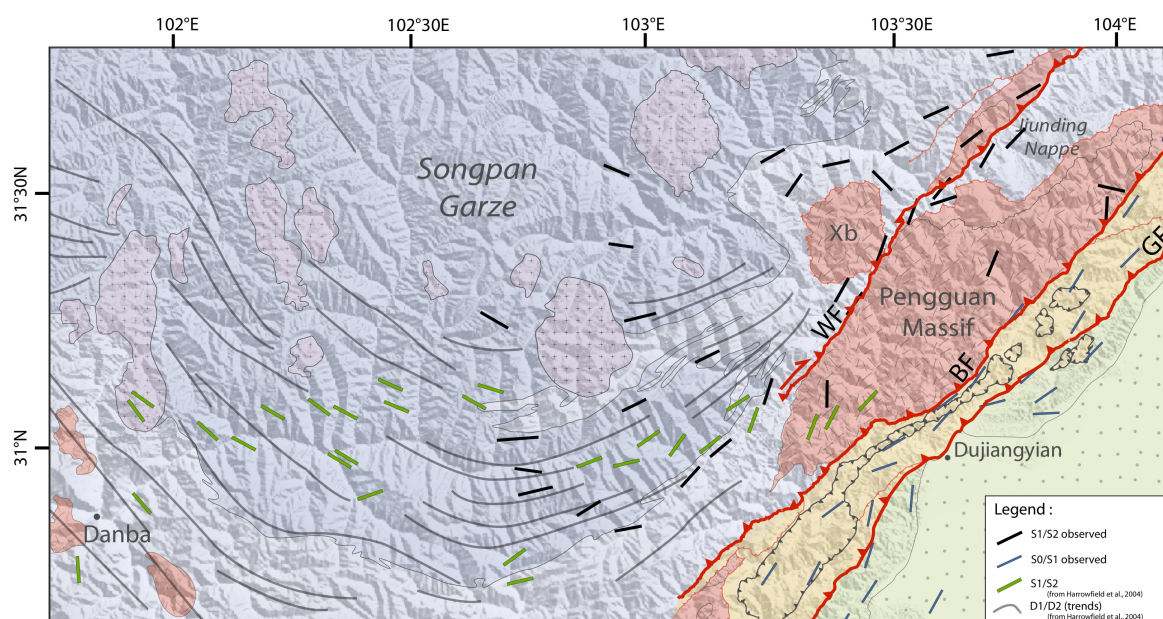


FIGURE 5.6 – Carte structurale de la partie orientale du Songpan Garze sur laquelle ont été ajoutés les données d'Harrowfield and Wilson (2005). L'ensemble du Songpan Garze est caractérisé par une virgation des structures à proximité des Longmen Shan. On notera les similitudes avec les Moluques (présentés à la fin de cette partie).

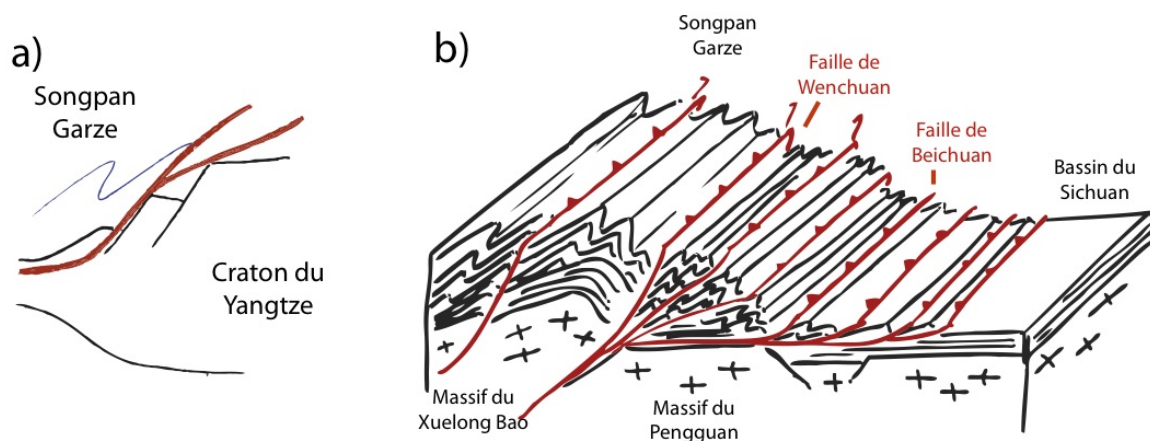


FIGURE 5.7 – Schématisation de la tectonique de socle (de type thick-skin) affectant les Longmen Shan à la fin de l'orogénèse indosinienne.



- Un gradient thermique inverse a été mis en évidence, les données montrent une augmentation de température en s'éloignant vers l'Ouest de la zone de cisaillement de Wenchuan.
- L'étude de paragenèses successives a permis de mettre en évidence un pic de pression ( $T \sim 320 \pm 30^\circ C$  et  $P \sim 8 \pm 1 \text{ kbar}$ ) suivi d'un pic de température ( $550 \pm 50^\circ C$  et  $6.5 \pm 1 \text{ kbar}$ ) et d'une phase rétrograde plus ou moins enregistrée selon les échantillons ( $400 \pm 30^\circ C$  et  $4 \pm 1 \text{ kbar}$ ).

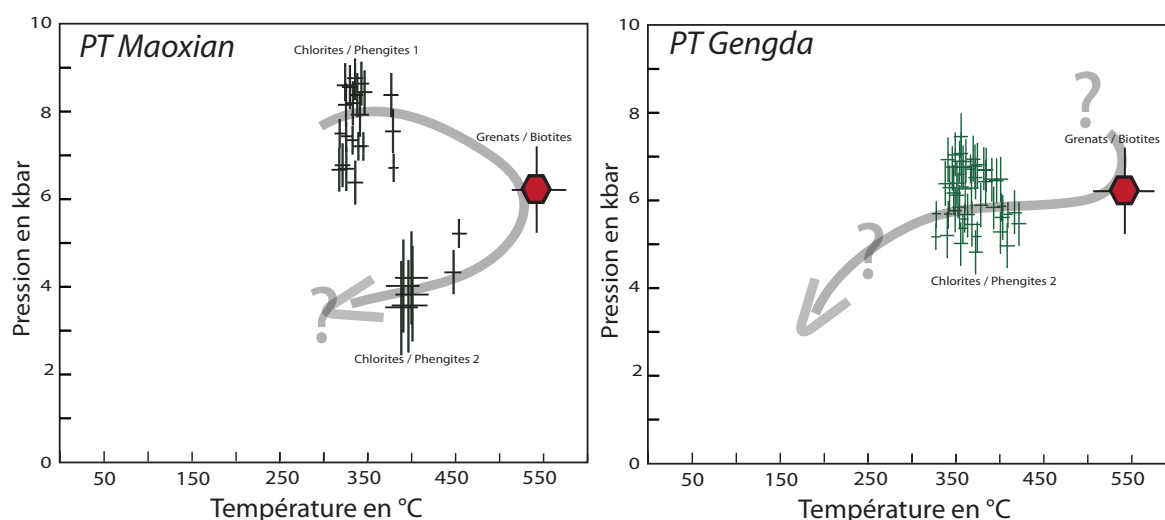


FIGURE 5.8 – Trajets pressions températures calculés pour les coupes de Gengda (Zone centrale des Longmen Shan) et de Maoxian (Nord des Longmen Shan).

Les trajets pression/température estimés dans les zones de Gengda et de Maoxian présentent des différences qui reflètent probablement une variabilité des processus d'exhumation. Au centre des Longmen Shan (Gengda), la diminution de température à pression constante pourrait être la conséquence d'une faible exhumation potentiellement associée à un mouvement décrochant dans la zone de cisaillement de Wenchuan. Le mouvement de la nappe à cet endroit était probablement oblique par rapport à la direction du craton du Yangtze, ce qui a engendré un mouvement plus décrochant. A l'inverse, au Nord de la chaîne des Longmen Shan, au niveau de la coupe de Maoxian, le trajet pression-température est compatible avec une exhumation des séries basales de la nappe du Songpan Garze au front des Longmen Shan. La convergence de la nappe dans cette zone est considérée comme frontale.

Harrowfield (2001) propose un trajet pression-température synthétique pour la zone de Danba (figure 5.9).

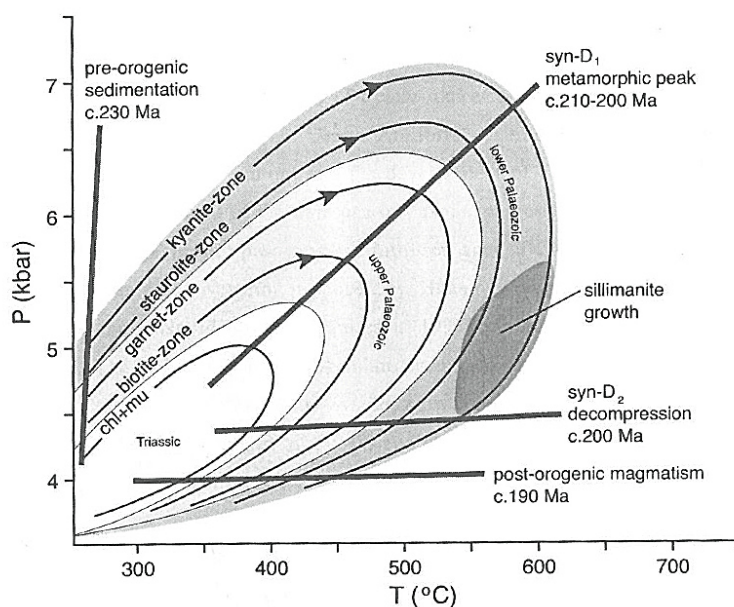


FIGURE 5.9 – Evolution des chemins Pression-Température synthétiques de la région du Songpan Garze et du complexe métamorphique de Danba selon l'âge des sédiments affectés. (Harrowfield, 2001). Selon ce diagramme, le pic de pression est atteint vers 210-200 Ma.

De façon similaire, Billerot (2011a) a effectué plusieurs estimations pression-température sur des échantillons de la zone de Danba et propose un gradient pression-température régional. Ces auteurs ont décrit une augmentation de température associée à une diminution de pression du cœur vers la bordure Nord du massif. Dans la partie Nord du massif dès 200 Ma, certaines zones ont atteint la migmatisation.

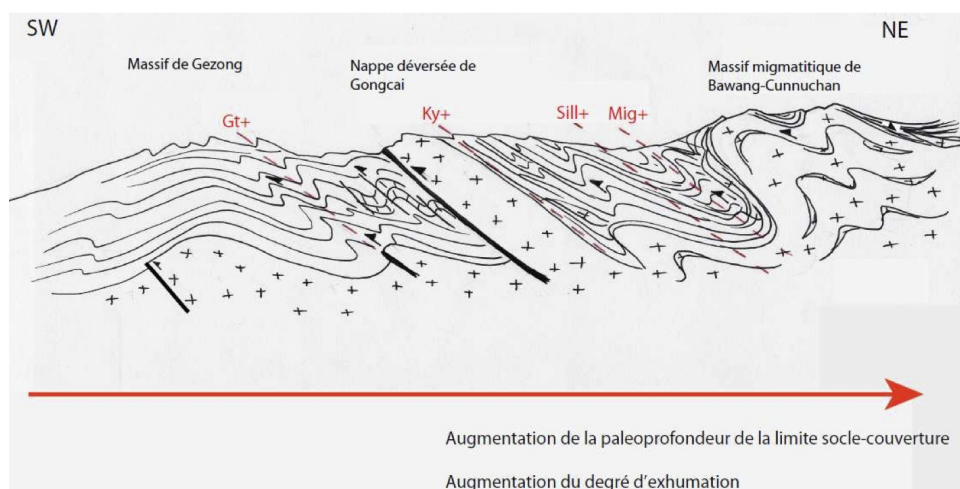


FIGURE 5.10 – Coupe synthétique du complexe métamorphique de Danba montrant la répartition des différents niveaux structuraux. Le granite de Gongcai est une nappe de socle déversée et le massif de Bawang-Cunnuchan est un niveau de socle migmatitique. Cette organisation des différentes unités indique un gradient métamorphique inverse. (Billerot, 2011a)

Cependant, la découverte d'un gradient métamorphique inverse aussi bien dans la zone de Wenchuan (cette étude) qu'au niveau du complexe métamorphique de Danba (Billerot, 2011a) remet en cause les processus d'exhumation par diapirisme proposés par Harrowfield and Wilson (2005) (figure 5.10).

A l'échelle régionale, le pic de pression maximal atteint n'excède pas 8kbar et est suivi par un pic de température allant jusqu'à 600 °C lors de la décompression. Les températures maximales sont obtenues dans les zones où la décompression semble avoir été plus rapide allant jusqu'à entraîner la fusion partielle (migmatisation à Danba). A l'inverse, dans la zone de cisaillement de Wenchuan, les trajets pression-température estimés indiquent une réactivation à plus basse température sans ré-enfouissement ni exhumation pour la partie centrale de la chaîne (trajet PT de Gengda) alors qu'une faible exhumation est mise en évidence sur le trajet pression-température de le Nord de la zone de cisaillement de Wenchuan (trajet PT de Maoxian). Ces données suggèrent donc une phase d'enfouissement général alors que l'exhumation diffère selon la localisation.

Une plus grande quantité de données associée à des datations serait nécessaire pour compléter les données disponibles et pouvoir ainsi approfondir les conclusions concernant les différentes phases de déformation et les variations latérales des vitesses d'exhumation à l'échelle régionale.

### Synthèse des données de géochronologie

Les données de géochronologie obtenues pendant cette étude sont peu nombreuses mais les datations U-Pb et Th-Pb sur monazites ont montré :

- Une possible réactivation vers  $\sim 70$  Ma pour l'échantillon de la coupe de Gengda (zone centrale des Longmen Shan) mais les âges obtenus sont complexes.
- Un âge de cristallisation des monazites cohérent de  $92.2 \pm 1.3$  Ma pour un échantillon déterminant les conditions de pression et de température du chemin rétrograde de la coupe de Maoxian, interprétées comme une réactivation au Crétacé (figure 5.11).

Suite à des problèmes instrumentaux, les datations *Ar-Ar* sur micas sont en cours d'irradiation et seront effectuées prochainement.

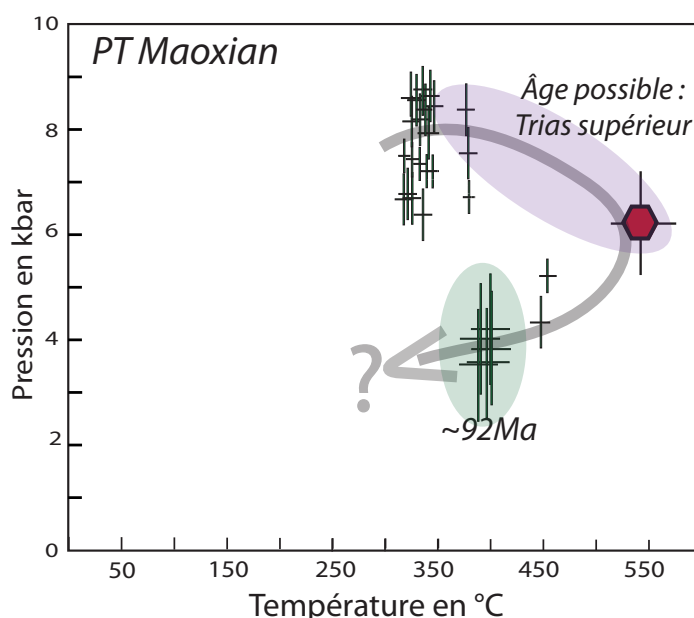


FIGURE 5.11 – Trajet pression température estimé pour la coupe de Maoxian (Nord des Longmen Shan). Les résultats des datations sur monazites sont indiqués, ainsi que l'âge probable du pic de métamorphisme.

La compilation des âges géochronologiques dans le complexe métamorphique de Danba montre un premier métamorphisme correspondant au pic de pression daté entre 220 et 180 Ma (Huang *et al.*, 2003,b; Roger *et al.*, 2004). Il est suivi d'une décompression avec augmentation de température entraînant la migmatisation et estimée dans la même gamme d'âge (Billerot, 2011a). Cependant Itaya *et al.* (2009); Wallis *et al.* (2003) et Billerot (2011a) mettent en évidence une réactivation à partir de 72 Ma jusqu'au Tertiaire.



L'acquisition de nouvelles données géochronologiques *Ar-Ar* sur micas va apporter d'importantes informations sur la réactivation tertiaire de la chaîne suggérée par les datations U-Pb et Th-Pb sur monazites, ainsi que sur le trajet pression température horaire proposé.

### 5.1.3 Interprétation proposée

Je propose une nouvelle interprétation de l'évolution géodynamique de cette bordure orientale du Songpan Garze (figure 5.12). L'arrivée d'une épaisse nappe de sédiments se déplaçant de manière pluridirectionnelle sur la marge abrupte du craton du Yangtze permet de rendre compte de plusieurs observations effectuées :

- Opposition de deux domaines paléogéographiques différents.
- Styles de déformation entre les deux blocs contrastés.
- Virgation des structures de l'Ouest vers l'Est des flyschs du Songpan Garze.
- Évolution métamorphique régionale montrant une phase d'enfouissement similaire et des exhumations variables.

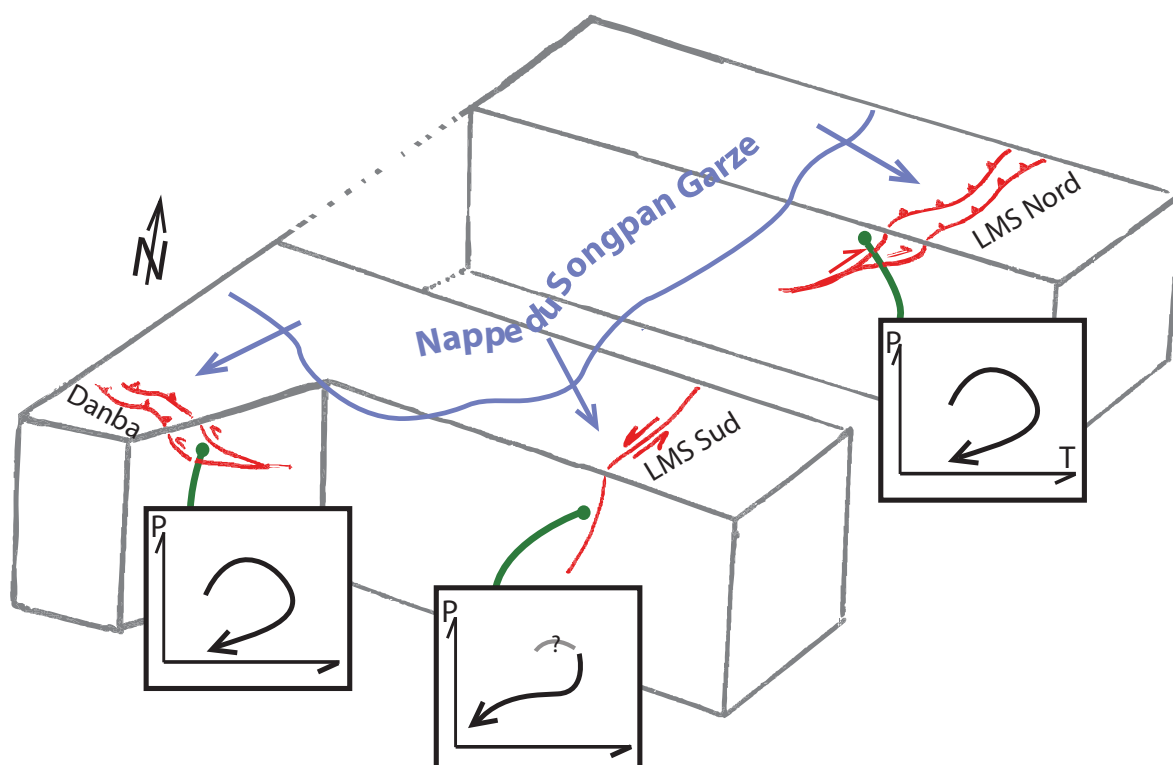


FIGURE 5.12 – Schématisation simple d'un mécanisme pouvant expliquer les chemins pression-température calculés lors de cette étude.

## 5.2 Évolution géodynamique des Longmen Shan depuis le début du Paléozoïque et comparaison avec des exemples actuels

L'ensemble des données collectées au cours de cette thèse nous permet de proposer une évolution géodynamique de la région des Longmen Shan, associée à des comparaisons avec des exemples actuels.

L'évolution géodynamique des Longmen Shan depuis le début du Paléozoïque sera présentée selon 5 grands points :

1. Formation de la marge passive associée à l'ouverture de la Paléotéthys.
2. Fermeture de la Paléotéthys et orogénèse Indosinienne.
3. Réactivation lors de la phase Yanshanienne.
4. La collision Inde-Asie et la surrection récente du plateau tibétain.

### 5.2.1 Ouverture de la Paléotéthys et formation de la marge passive

Pour comprendre le système complexe que forme les Longmen Shan, il est important de reconstituer la géométrie de la marge Ouest du craton du Yangtze et de la replacer dans le contexte géodynamique global. Cependant, la géométrie de la Paléotéthys dans cette région est encore discutée (figure 5.13). Dans cette étude, nous avons considéré les résultats de plusieurs études concernant l'historique des ouvertures et des fermetures océaniques ayant affecté la région (Meng and Zhang, 1999; Stampfli and Borel, 2002; Roger *et al.*, 2004, 2008) .

De la fin du Protérozoïque au Cambrien, la Prototéthys est en expansion probablement Nord-Sud et son ouverture accommode un éloignement des blocs Chine du Nord et Chine du Sud (figure 5.13).

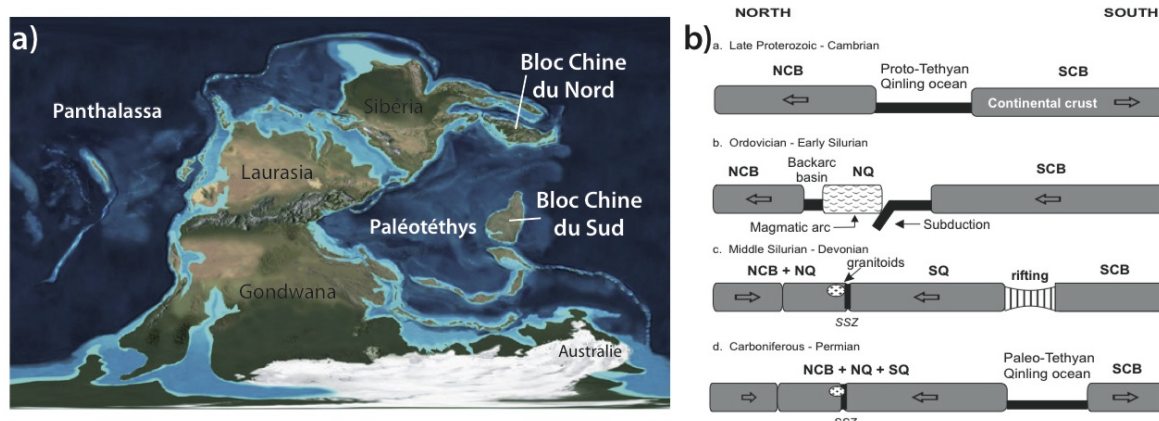


FIGURE 5.13 – a) Reconstitution paléogéographique au Permien selon Stampfli and Borel (2002). b) Coupes schématiques Nord-Sud à travers la chaîne des Qinling retraçant les différentes phases d'évolution des blocs Chine du Nord et Chine du Sud de la fin du Protérozoïque au Permien le long de coupes Nord-Sud (Meng and Zhang, 1999). La séparation entre les blocs Chine du Nord et Chine du Sud a été maintenue par l'ouverture de la Paléotéthys à partir du Silurien moyen. NCB : Bloc Chine du Nord, SCB : Bloc Chine du Sud, NQ : Qinling du Nord, SQ : Qinling du Sud, SSZ : Zone de Suture de Shangdan

Les Longmen Shan se situent en position oblique par rapport à l'ouverture de la Paléotéthys. La limite paléogéographique majeure entre les sédiments de type plate-forme déposés sur la bordure du craton du Yangtze et les sédiments présentant des faciès profonds du paléobassin du Songpan Garze est un marqueur de la présence d'une marge passive probablement abrupte au niveau des Longmen Shan du début du Paléozoïque au Trias moyen. La figure 5.14 présente une configuration possible de la paléomarge Ouest du craton du Yangtze au Permien.

La marge transtensive Vietnamienne constitue un analogue actuel de la paléomarge Ouest du craton du Yangtze au Paléozoïque.

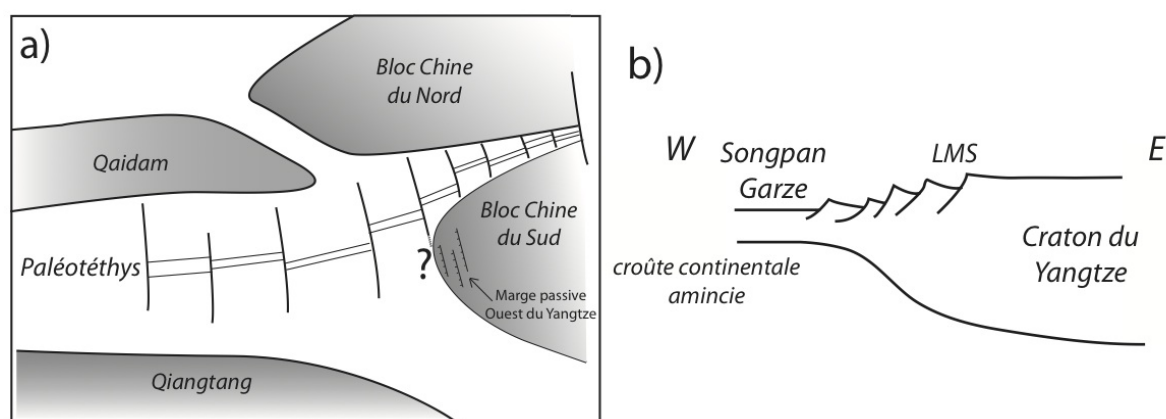


FIGURE 5.14 – a) Carte schématique de reconstruction de la position des différents blocs continentaux et des océans au Permien dans la région des Longmen Shan (modifiée de Xu *et al.* (1997) et Roger *et al.* (2008)). b) Représentation schématique possible de la marge Ouest du craton du Yangtze lors de l'ouverture de la Paléotéthys selon un modèle de type marge Sud-Guinéenne.



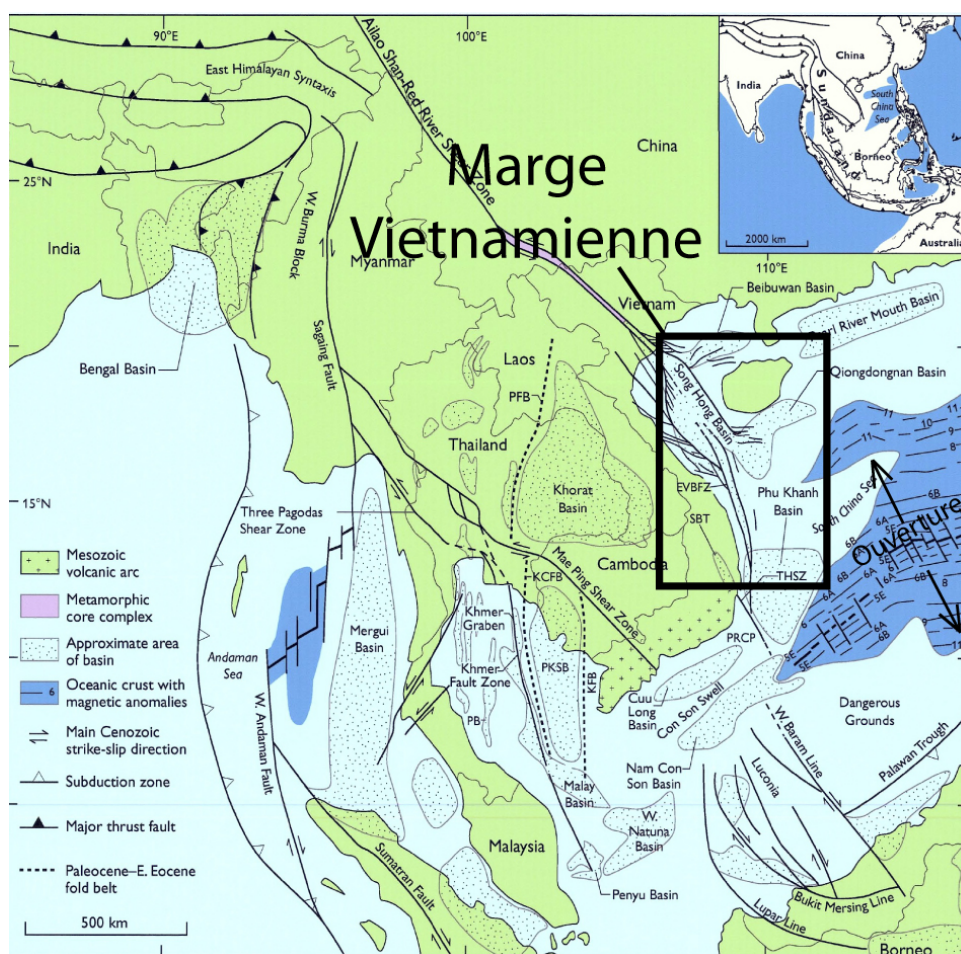


FIGURE 5.15 – Localisation de la marge Vietnamienne sur un schéma structural simplifié. La marge est quasiment parallèle à la direction d'ouverture dans la Mer de Chine (Fyhn *et al.*, 2009).

La marge Vietnamienne sur son segment de direction Nord-Sud, en face de la Mer de Chine du Sud, est un exemple de marge passive ouverte en contexte de transtension (figure 5.15). Cette marge montre un passage abrupt du continent à un domaine profond, passant par de grands panneaux basculés mais étroits et un accident décrochant parfois marqué par une structure en fleur. Au pied de la marge, à grande profondeur, il subsiste cependant de la croûte continentale étirée et très amincie avec des injections volcaniques avant la transition avec la croûte océanique (figure 5.16). L'ouverture océanique s'est faite parallèlement à la marge (d'où le décrochement) pendant l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène inférieur (Briaes, 1989; Fyhn *et al.*, 2009).

L'analogie de la marge paléozoïque Ouest du craton à la marge décrochante vietnamienne permet de rendre compte du saut brutal de l'épaisseur crustale à l'aplomb de la marge tout en expliquant les données de Billerot (2011a) indiquant un prolongement du socle du craton du Yangtze vers l'Ouest, au moins jusqu'à la longitude de Danba.

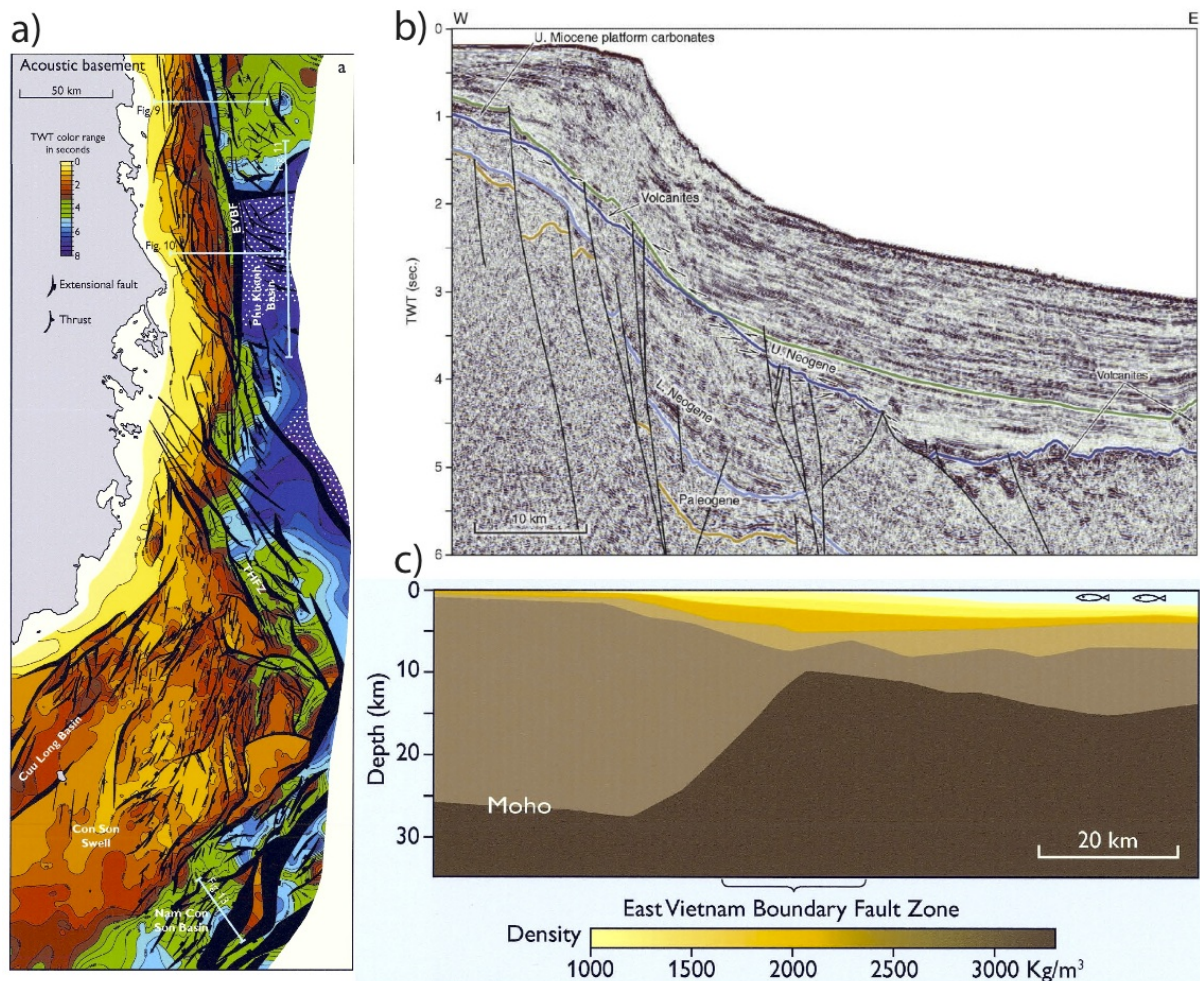


FIGURE 5.16 – a) Profondeur du socle acoustique (en temps double) au niveau de la marge Vietnamiennne mettant en évidence une transition abrupte au niveau de la marge continentale. (Fyhn *et al.*, 2009) b) Profil sismique à travers la partie Sud du bassin de Phu Khanh. A l'Ouest, des sédiments de plate-forme se déposent et sont délimités à l'Est par un approfondissement abrupt du socle de la marge (Fyhn *et al.*, 2009) c) Modèle de densité indiquant un amincissement étendu de la croûte continentale (Fyhn *et al.*, 2011).



### 5.2.2 L'orogénèse indosinienne : Les Longmen Shan en bordure d'une chaîne de subduction

#### Déformations affectant les sédiments du Songpan Garze

La structure du prisme d'accrétion de très grande taille d'âge triasique est encore conservée aujourd'hui et l'étude des déformations affectant les sédiments du Songpan Garze apportent des informations sur le contexte géodynamique lors de l'orogénèse indosinienne.

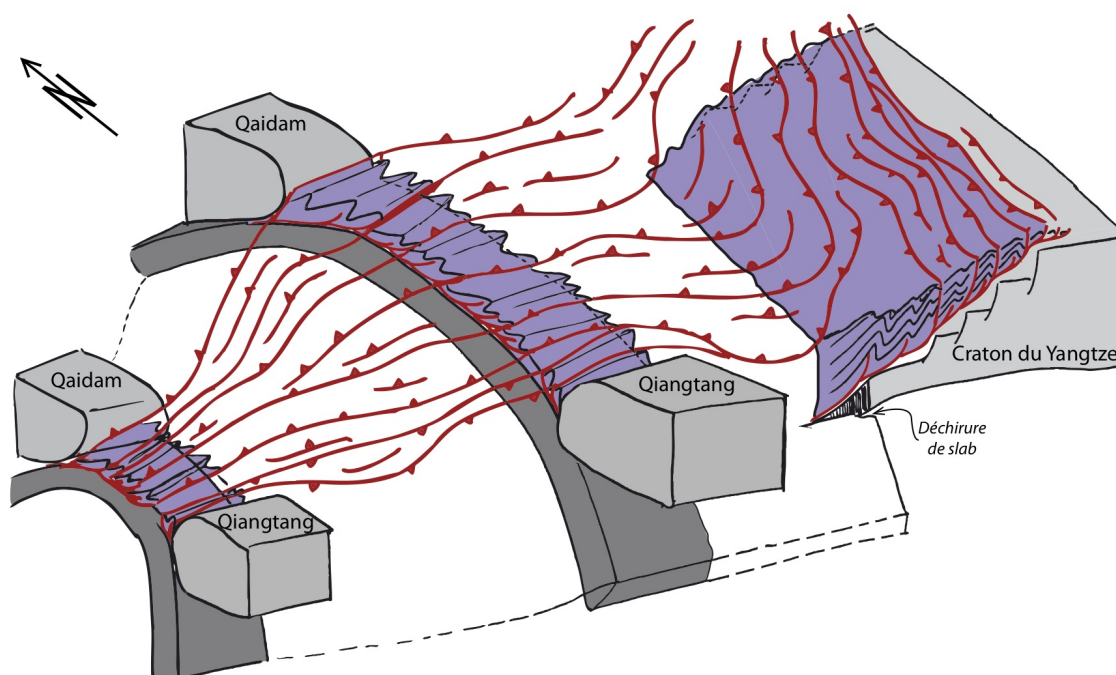


FIGURE 5.17 – Schématisation de la fermeture de la Paleotéthys. Choix d'un modèle à double-subduction de type Moluques, simplifié par rapport aux coupes géologiques de (Roger *et al.*, 2008) (double subduction avec un fragment de croûte océanique isolé.)

Les sédiments du Songpan Garze ont été épaissis du fait de la dynamique de prisme d'accrétion de très grande taille lors de la fermeture de la Paléotéthys. Cette convergence a entraîné un débordement vers l'Est et le Sud-Est d'une partie de la pile sédimentaire sur la marge Ouest du craton du Yangtze (figure 5.17).

L'interprétation ici proposée est que l'arrivée de la nappe du Songpan Garze sur la

marge Ouest du craton du Yangtze soit la conséquence d'un débordement de l'épaisse série sédimentaire du prisme d'accrétion du Songpan Garze sur la marge Ouest du craton du Yangtze (figure 5.17).

Le débordement de la nappe de flyschs du Songpan Garze sur la marge Ouest du craton du Yangtze est accompagné de la formation d'un bassin flexural à l'Est des Longmen Shan : le bassin du Sichuan. L'orogénèse indosinienne génère des reliefs qui rendent compte de la transition enregistrée dans les sédiments du Sichuan depuis une sédimentation de plate-forme vers une sédimentation continentale.

L'arrivée et l'épaississement de la série de flyschs (plus de 15km d'épaisseur) contribue à l'épaississement de la croûte du bloc Songpan Garze, associée à l'orogénèse indosinienne.



La double de subduction de la Mer des Moluques constitue un analogue actuel de la géométrie de notre zone d'étude au Trias. En effet, la Mer des Moluques est subductée à l'Ouest formant l'arc d'Halmahera et à l'Est sous l'arc volcanique Philippin (figure 5.18).

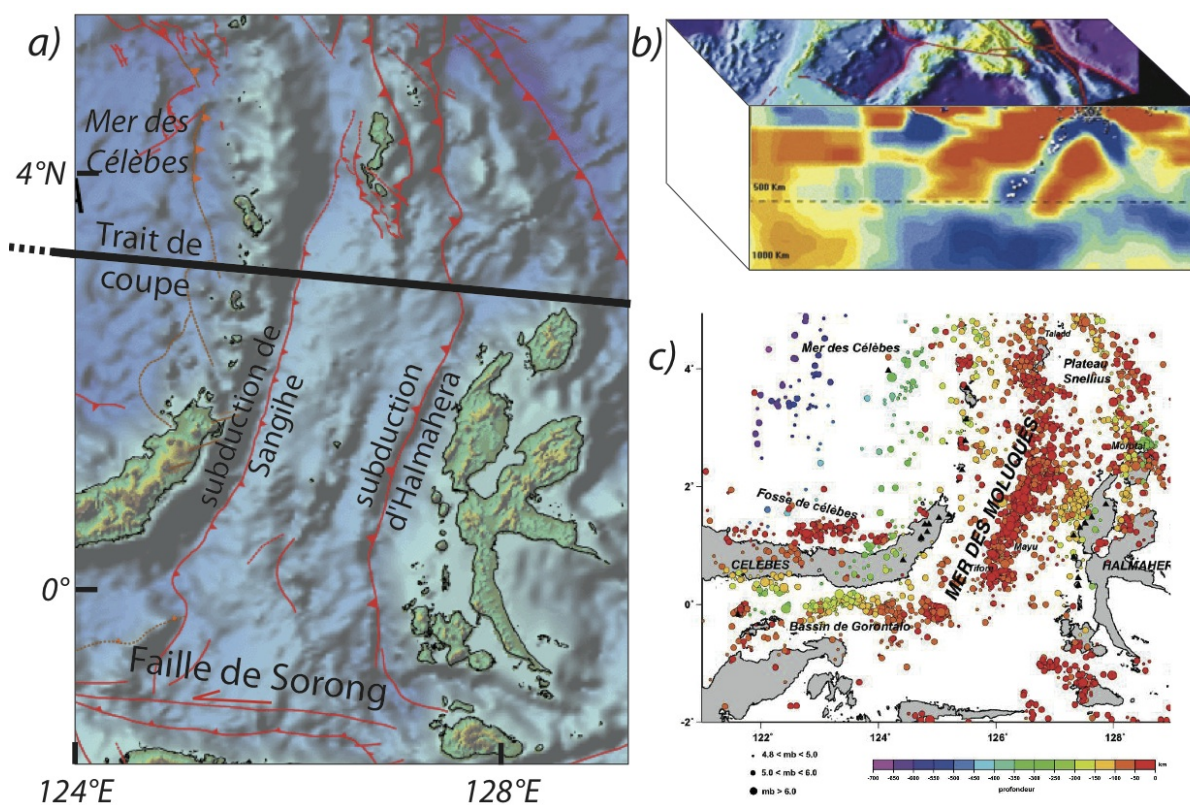


FIGURE 5.18 – a) Image topographique et bathymétrique localisant les principales structures de la région des Moluques et le trait de la coupe tomographique présentée en b) (Bader, 1997; Bader *et al.*, 1999) b) Imagerie tomographique où les anomalies positives de vitesses des ondes sismiques sont indiquées en bleu, la double subduction de la mer des Moluques est bien imagée (Rangin *et al.*, 1999) c) Localisation des épicentres des séismes montrant un approfondissement de la profondeur en s'éloignant de la mer des Moluques vers l'Est et l'Ouest, marqueur de la double subduction (Widwijayanti, 2002).

Cette double-subduction entraîne un épaississement important de la pile sédimentaire qui déborde vers le Sud, à proximité de la grande faille décrochante de Sorong (figure 5.19).

Une importante virgation des structures est soulignée par les rotations des axes de plis à proximité de la faille de Sorong (figure 5.19), ce qui est similaire aux observations effectuées dans les flyschs du Songpan Garze contre le bloc du Yangtze.

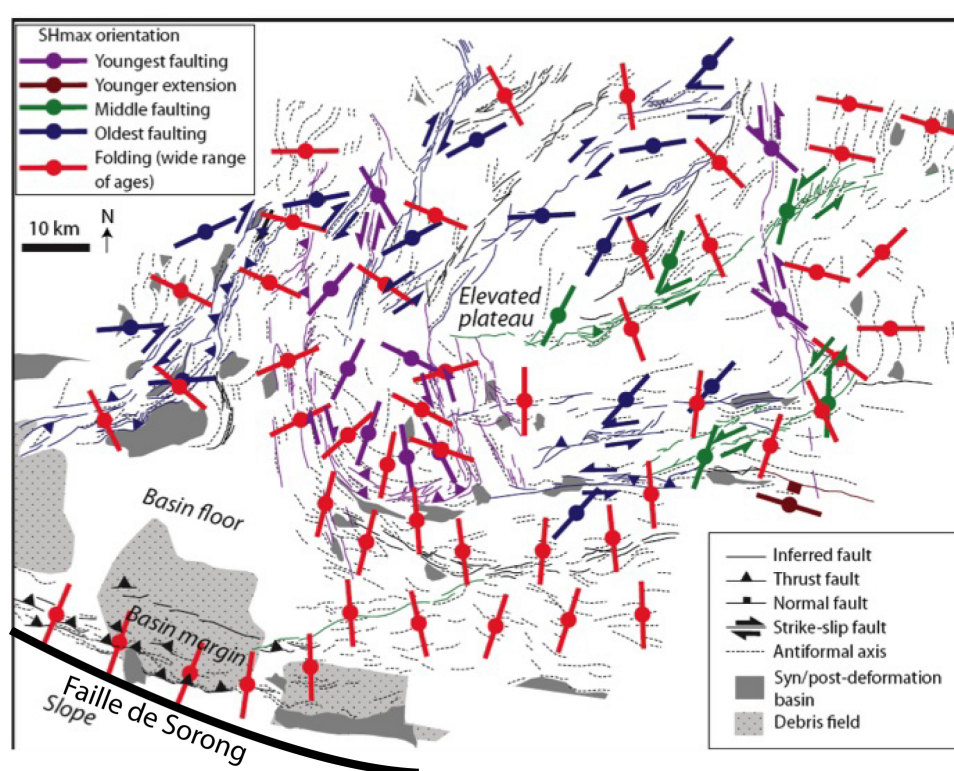


FIGURE 5.19 – Carte des structures majeures observées dans la partie Sud de la mer des Moluques (Watkinson *et al.*, 2011). Les axes de plis (en rouge) mettent en évidence une importante virgation des structures, similaire à celle observée dans les flyschs du Songpan Garze, dans les Longmen Shan.

La position des Longmen Shan lors de l'orogénèse indosinienne ressemble à la position actuelle de la zone de faille de Sorong par rapport à la double-subduction des Moluques. Cependant, un mouvement décrochant très important n'a pas été mis en évidence dans les Longmen Shan, ce qui pourrait être lié à une géométrie légèrement différente du fait d'un évasement plus important à l'Est de l'unité du Songpan Garze. En effet, le pincement de la zone de double-subduction du Songpan Garze a été plus important à l'Ouest du bloc qu'à proximité des Longmen Shan (figure 5.20).

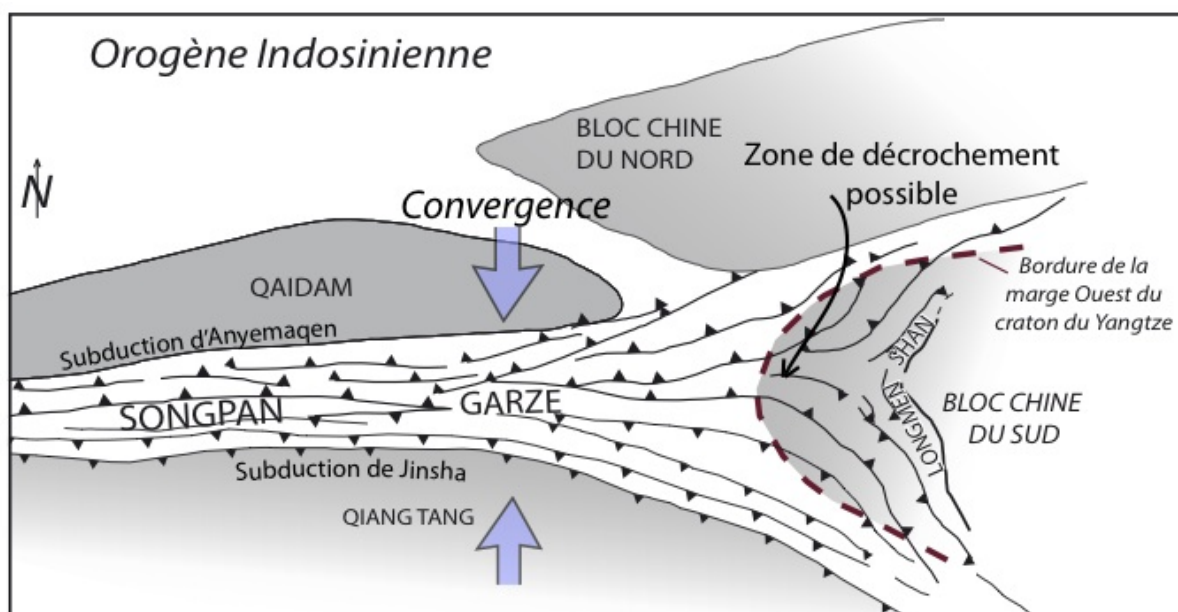


FIGURE 5.20 – Schéma paléogéographique simplifié de la double-subduction de la Paléotéthys mettant en évidence des variations latérales de l'importance du pincement qui était plus important à l'Ouest qu'à l'Est.

### Intrusions granitiques associées à l'orogénèse indosinienne

L'intrusion de nombreux corps magmatiques, non déformés pour la plupart d'entre eux et de natures variées marque la fin de l'orogénèse indosinienne .

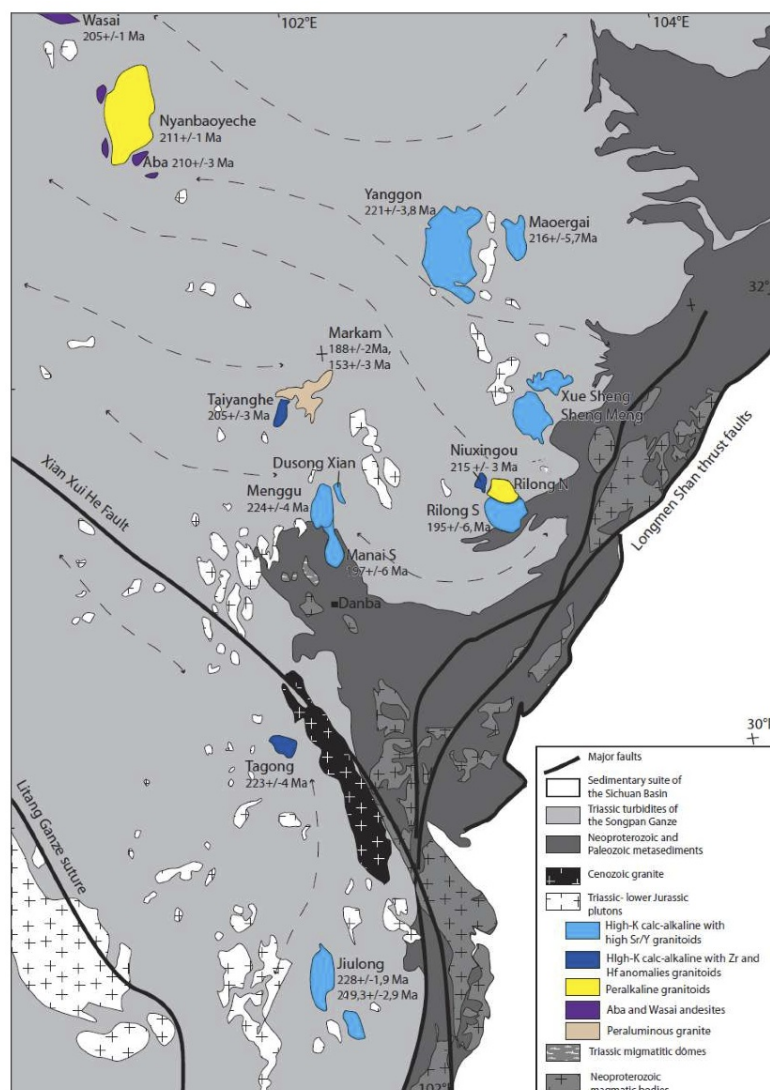


FIGURE 5.21 – Carte géologique indiquant les âges et la répartition spatiale des différents types de granitoïdes affleurant dans le Songpan Garze (Billerot, 2011a).

3 signatures principales des granites intrusifs dans les flyschs du Songpan Garze sont décrites sur la base de l'étude géochimique effectuée par Billerot (2011a) (figure 5.21) :

1. La majorité des granites sont calcoalcalins présentant une source cratonique (implication de la marge Ouest du craton du Yangtze) (en bleu).



2. Quelques granites alcalins impliquent une source mantellique non appauvrie, ce qui suggère une contribution asthénosphérique, liée soit à une délamination mantellique soit à un déchirement de la plaque plongeante (tear fault) ayant entraîné la formation d'une fenêtre asthénosphérique (Billerot, 2011a) (en jaune).
3. Un granite d'anatexie provenant de la fusion des flyschs du Songpan Garze est observé à proximité de la ville de Markam (en marron).

L'observation de ces corps granitiques montre plusieurs points importants :

- Le gradient géothermique au sein de la pile sédimentaire était important puisqu'il a permis la fusion partielle de la base de la pile du Songpan Garze
- Les déformations postérieures à la phase indosinienne sont restées limitées car la structure observée est recoupée par des granites intrudés à la fin de l'orogénèse indosinienne et que ces granites sont peu déformés.
- Certains granites présentent des signatures géochimiques suggérant une délamination du manteau lithosphérique ou une déchirure de la plaque plongeante..

La remontée de l'asthénosphère ainsi que la très forte épaisseur de flyschs enrichis en éléments radioactifs au Mésozoïque ont probablement affecté la rhéologie de la lithosphère tibétaine durablement. Cette hypothèse de faible épaisseur du manteau lithosphérique sous l'unité du Songpan Garze est compatible avec les données sismologiques actuelles qui montrent un contraste d'épaisseur du manteau lithosphérique entre l'unité du Songpan Garze (manteau lithosphérique peu épais) et la lithosphère du craton du Yangtze (manteau lithosphérique d'épaisseur classique.)

Ainsi, l'héritage indosinien est non seulement structural mais également thermique. On comprend alors qu'il conditionne le comportement rhéologique du bloc du Songpan Garze dans la suite de son évolution.

### 5.2.3 Phase crétacée : Réactivations dans les Longmen Shan en conséquence de l'orogénèse Yanshanienne ?

A partir de l'interprétation des âges dans les granites du Songpan Garze comme étant des âges de refroidissement post-triasiques, certains auteurs considèrent que la zone du Songpan Garze a connu une période de quiescence tectonique entre l'orogénèse indosinienne et la phase cénozoïque (figure 5.22) (Huang *et al.*, 2003b; Roger *et al.*, 2004; Zhou *et al.*, 2008; Roger *et al.*, 2011).

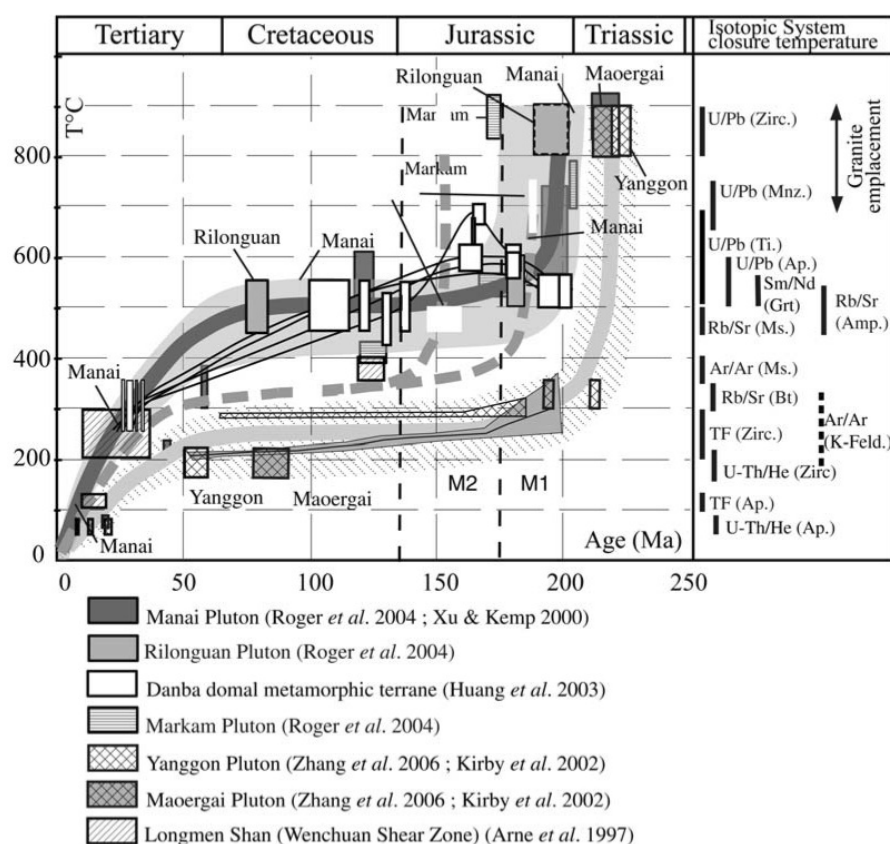


FIGURE 5.22 – Résultats de l'étude géochronologique de Roger *et al.* (2011) indiquant une dispersion importante entre 150 et 70Ma des âges correspondant à des systèmes à températures de fermetures de l'ordre de 500°C dans différents granitoïdes du Songpan garze. Cette observation est interprétée comme indicatrice d'une période de quiescence tectonique de presque 100Ma après l'orogène indosinienne.

A l'inverse, nos données associées à celles de Wallis *et al.* (2003); Itaya *et al.* (2009) et Billerot (2011a) suggèrent une réactivation de la chaîne des Longmen Shan et en particulier de la zone de cisaillement de Wenchuan et du complexe métamorphique de Danba pendant le Crétacé supérieur et le début du Tertiaire. (entre 90 et 46Ma)

### Quelles peuvent être les mécanismes géodynamiques responsable d'une réactivation crétacée de la chaîne ?

En considérant la tectonique du plateau tibétain, il n'y a pas de phase de collision de bloc à cette période, la suture de Banggong a été structurée vers 130Ma alors que la subduction de l'Inde sous l'Eurasie débute vers 55Ma (de Sigoyer *et al.*, 2000). Il est donc intéressant de regarder à l'Est des Longmen Shan, du côté du craton du Yangtze pour expliquer cette phase de déformation du Crétacé-Tertiaire.

La phase Yanshanienne est responsable de l'émergence des grandes chaînes plissées en bordures Est et Nord du bassin du Sichuan. A partir de données sismiques, d'analyses de roches clastiques et de datations K-Ar et traces de fissions, Shen *et al.* (2000); Deru *et al.* (2007) et Yan *et al.* (2006) ont montré que la formation des chaînes des Daba Shan, Micang Shan et Xuefeng Shan (localisation figure 2.2) a débuté au Jurassique et qu'elles se sont prolongées jusqu'au Crétacé supérieur .

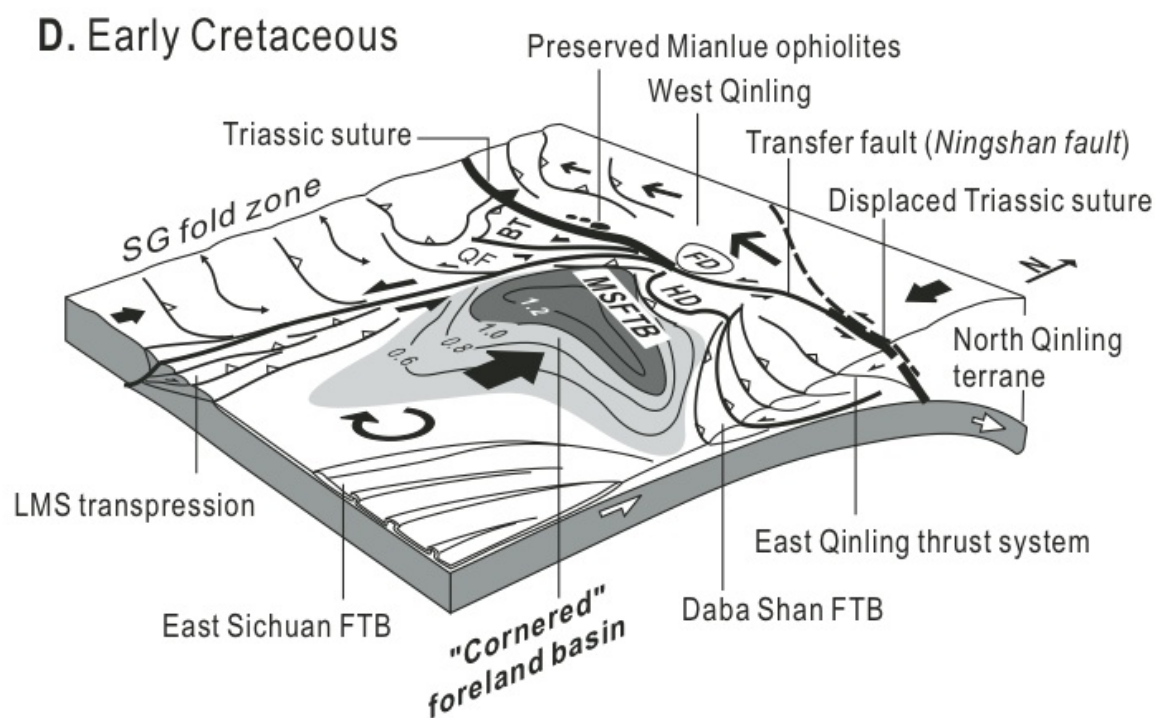


FIGURE 5.23 – Modèle d'évolution tectonique de la partie Nord-Ouest du bassin du Sichuan au Crétacé. Les Longmen Shan apparaissent comme une zone en transpression en conséquence de la rotation dans le sens horaire du bloc Chine du Sud (Meng *et al.*, 2005).

Des études thermochronologiques sur traces de fission sur apatites dans la chaîne des

Qinling (au Nord du bassin du Sichuan) ont mis en évidence une phase d'exhumation rapide dans la partie Nord-Ouest des Qinling entre 101 et 63Ma (Ratschbacher *et al.*, 2003; Enkelmann *et al.*, 2006).

Ces chaînes en bordure du bassin du Sichuan sont interprétées comme résultant d'un mouvement différentiel de rotation horaire du bloc Chine du Sud par rapport au Songpan Garze, qui s'est effectué jusqu'à la fin du Mésozoïque (Yokoyama *et al.*, 2001; Meng *et al.*, 2005) (figure 5.23). Meng *et al.* (2005) proposent que la faible extension du bassin flexural en bordure Est des Longmen Shan indique un mouvement principalement transpressif (voire décrochant) dans les Longmen Shan. Cette observation est en accord avec nos données qui montrent une réactivation probable de la zone de cisaillement de Wenchuan vers 90Ma et qui n'est pas associée à une importante phase de chevauchement dans l'avant-pays.

Cette observation pourrait expliquer la réactivation localisée de la zone de cisaillement de Wenchuan à la fin du Crétacé principalement en décrochement sénestre (figure 5.24).

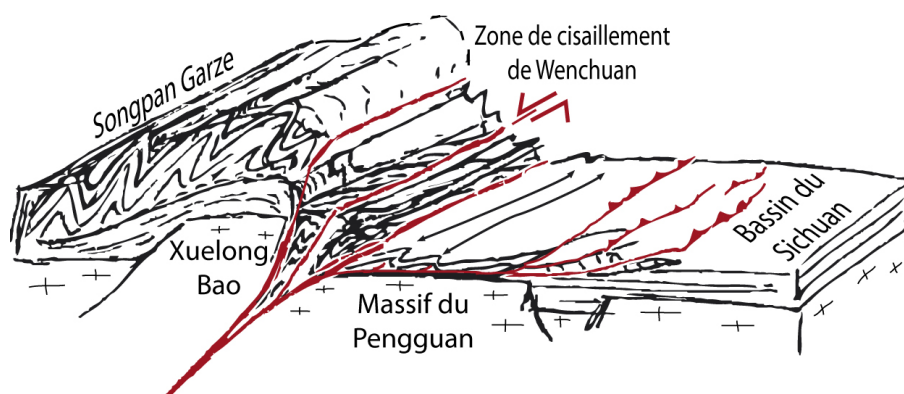


FIGURE 5.24 – Schéma simplifié des déformations affectant les Longmen Shan lors de la phase Yanshanienne, au Crétacé. Un jeu majoritairement décrochant est localisé dans la zone de cisaillement de Wenchuan.

Certains auteurs décrivent une exhumation lente du Crétacé au Miocène dans la partie Est du plateau tibétain à partir de données de traces de fission (Arne *et al.*, 1997) alors que d'autres proposent une période de quiescence tectonique plus importante (de 150 à 25Ma) à partir de données U/Pb et Rb/Sr dans les granites indosiniens du Songpan Garze (Roger *et al.*, 2004, 2011). Enfin, à partir de données  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  sur Feldspaths potassiques, (U-Th)/He et traces de fissions sur apatites et zircons, Kirby *et al.* (2002) proposent un refroidissement lent ( $\sim 3^\circ\text{C}/\text{m.y.}$ ) dans le centre du Songpan Garze et une exhumation de l'ordre de 1 à 2km du Jurassique à la fin du Miocène/début du Pliocène. Ces données suggèrent aussi une localisation de la déformation lors de la phase Yansha-



nienne dans la zone de cisaillement de Wenchuan et au niveau du complexe métamorphique de Danba.

#### 5.2.4 La collision Inde-Asie et la surrection récente du plateau tibétain

La dernière phase de déformation affectant la chaîne des Longmen Shan est encore active aujourd'hui, comme l'atteste le séisme du Sichuan ou les données de surrection récente dans les Longmen Shan. L'ensemble des données thermochronologiques indiquent que l'histoire cénozoïque de l'Est du Tibet est marquée par une phase d'exhumation importante débutant depuis 12 Ma (Arne *et al.*, 1997; Kirby *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2005; Godard, 2006; Godard *et al.*, 2009a). Les données indiquent une importante exhumation au front de la chaîne et une activation récente de la faille de Beichuan, alors que l'activité de la faille de Wenchuan n'a pas été démontrée. Cette augmentation de la surrection est interprétée comme marqueur de la formation du plateau Tibétain.

Les données de thermochronologie sont en contradiction avec un modèle de surrection par un flux crustal chenalisé (Godard, 2006). En effet, pour ce type de modèles, un chenal à faible viscosité localise la surrection dans une bande étroite délimitée par une faille chevauchante à l'Est (faille de Beichuan) et un détachement à l'Ouest (faille de Wenchuan) qui n'a pas été observé. Nos données de géophysique ont montré qu'il n'y avait pas de zone à faible vitesse au sein de la croûte tibétaine, et que l'anisotropie lithosphérique est relativement faible, ce qui invalide un modèle de type flux crustal chenalisé.

La structure actuelle de la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan a été acquise lors de cette phase dernière phase de déformation qui est aussi caractérisée par le développement d'une zone triangulaire au front de la chaîne et la formation de la ceinture de klippe où l'exhumation a été la plus importante, mise en évidence par l'affleurement du massif cristallin du Pengguan (figure 4.36 et 5.1). Cette zone d'exhumation maximale est aussi associée à un jeu inverse plus important sur la faille de Beichuan lors du séisme du Sichuan, ce qui valide l'hypothèse d'une surrection plus importante dans la partie centrale des Longmen Shan.

Dans le Songpan Garze, la croûte est épaissie puisqu'elle atteint 63km d'épaisseur sous la bordure Est du plateau tibétain. Nous avons vu qu'un premier mécanisme d'épaississement crustal était lié à la superposition sur la marge Ouest du craton du Yangtze de l'épaisse série sédimentaire flyschöide du Songpan Garze lors de l'orogénèse indosinienne. Plusieurs observations majeures nous permettent de proposer un second processus d'épaississement crustal associé à la phase de déformation récente :

- Il n'y a pas d'évidence de zone de flux chenalisé ou de fusion partielle au sein de la croûte tibétaine

- La transition entre la croûte tibétaine et le craton du Yangtze est abrupte et résulte de la confrontation de deux lithosphères très contrastées.
- La structure de type prisme dans le Songpan Garze est conservée à l'heure actuelle et peu de structures de déformation récentes sont observées.
- L'absence de manteau lithosphérique sous le Songpan Garze implique un gradient géothermique probablement élevé ce qui favorise la déformation ductile.

Ces observations nous permettent de proposer un mécanisme d'épaississement récent de la croûte tibétaine (figure 5.25) impliquant un important niveau de découplage entre la croûte supérieure et les croûtes moyenne et inférieure. L'épaississement dans les croûtes moyenne et inférieure se ferait de manière homogène (cisaillement simple) contre un butoir rigide constitué du craton du Yangtze.

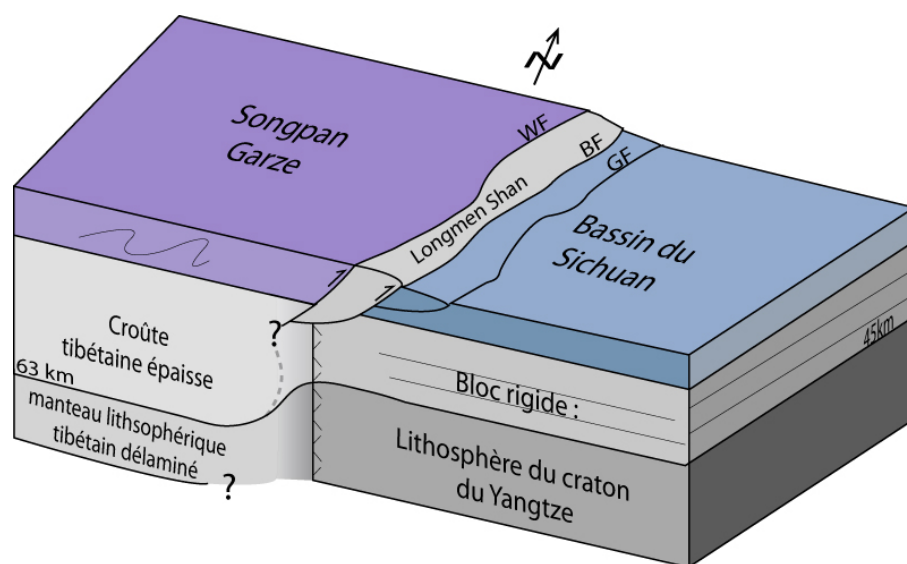


FIGURE 5.25 – Nouveau modèle conceptuel pour la dynamique crustale de la phase de déformation récente dans la région des Longmen Shan.

# Conclusion générale : Importance de l'héritage structural dans la région des Longmen Shan

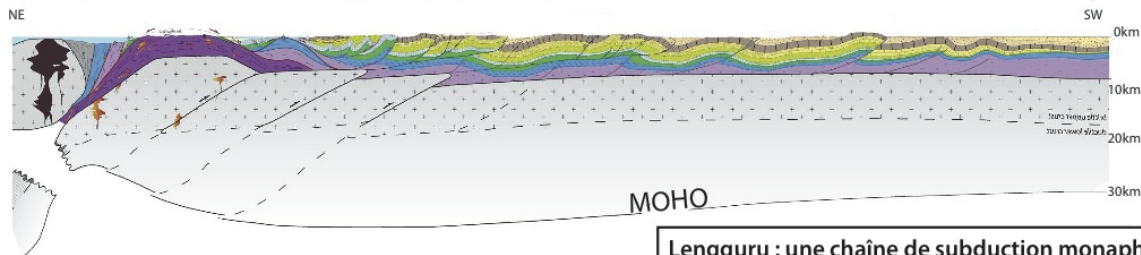
---

La plupart des chaînes de montagne se créent en contexte de subduction ou de collision et sont donc associées à la fermeture d'un ancien océan. Dans une chaîne ancienne comme l'Oural, aujourd'hui localisée au coeur d'un bloc continental, il est possible de retrouver des traces de la fermeture d'un océan sous forme d'ophiolites (Brown *et al.*, 2006). De même, les zones de rifting et d'océanisation se localisent souvent au niveau d'anciennes orogènes. L'ouverture du Golfe de Gascogne sur la bordure du massif armoricain est un exemple de ce type de réactivation. De nombreux exemples dans le monde montrent que la notion d'héritage structural et de réactivation est un fondement de la géodynamique à l'échelle globale.

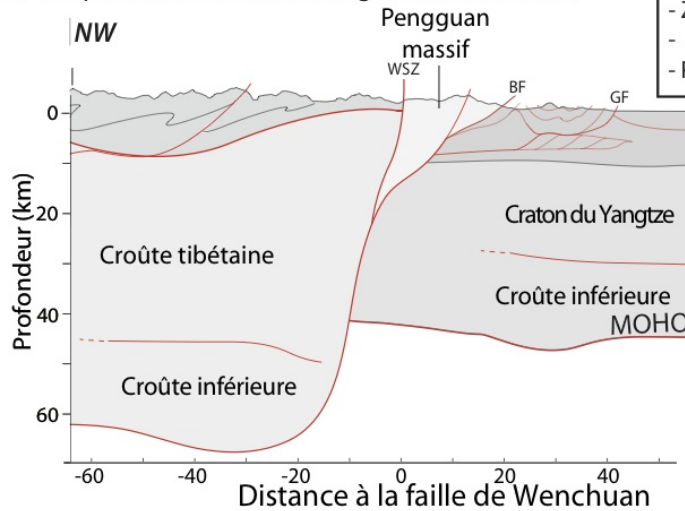
De fait, une grande partie des chaînes de montagne existant sur Terre résultent de la formation d'un écaillage dont le stade initial est un prisme d'accrétion sédimentaire qui peut évoluer en chaîne plissée d'avant-pays (impliquant des séries de bassin voire de plate-forme), et enfin en prisme orogénique impliquant des écailles de socle.

Ainsi, par exemple, la chaîne de Lengguru (Ouest Papouasie, Indonésie) est un exemple de chaîne de subduction monophasée dans laquelle on retrouve des faciès distaux de bassin repris en prisme d'accrétion puis des faciès de plate-forme continentale qui sont écaillés sur une grande distance selon un système de plats-et-rampes qui aboutit à un écaillage crustal soulevé dans les zones internes (Bailly *et al.*, 2009; Bailly, 2010) (figure 6.1).

a) Coupe de la chaîne de Lengguru (Papouasie)



b) Coupe de la chaîne des Longmen Shan (Chine)



**Lengguru : une chaîne de subduction monphasée :**

- Chaîne d'avant-pays étendue
- Zones internes métamorphiques localisées
- Extension en arrière de la chaîne
- Peu de tectonique de socle

**Les Longmen Shan : une chaîne intracontinentale polyphasée**

- Chaîne d'avant-pays peu étendue
- Epaisseurs de croûtes contrastées
- Zones métamorphiques étendues

FIGURE 6.1 – Comparaison de deux coupes géologiques crustales d'une chaîne de subduction monphasée de type prisme (la chaîne de Lengguru) et d'une chaîne polyphasée intracontinentale (la chaîne des Longmen Shan). (mêmes échelles) a) Coupe du prisme d'accrétion de Lengguru (Papouasie) Bailly (2010). b) Coupe synthétique des Longmen Shan (Robert *et al.*, 2010a). De nombreux points différents tels l'extension de la chaîne d'avant-pays ou des zones internes, l'importance de la tectonique de socle et la géométrie crustale.

A l'inverse, les Longmen Shan forment une chaîne intracontinentale depuis le début du Paléozoïque et montrent des différences majeures par rapport à une chaîne plus classiquement décrite :

- Un saut de Moho de 20km associé à une géométrie crustale complexe et contrastée, ce qui n'est probablement pas le cas sous la chaîne de Lengguru où une migmatitisation récente ( $\leq 5\text{Ma}$ ) a été interprétée comme résultant d'un détachement de la plaque plongeante (Bailly *et al.*, 2009).
- La chaîne d'avant pays des Longmen Shan est très peu étendue, il n'y a pas de propagation de la déformation vers le bassin du Sichuan alors que l'importante



convergence au niveau du prisme de Lengguru entraîne la formation d'un prisme d'avant-pays étendu.

- Les zones métamorphiques dans la chaîne de Lengguru sont très localisées alors que le métamorphisme enregistré dans le Songpan Garze montre une importante extension vers l'Ouest.
- En arrière des zones internes, de l'extension de type effondrement est observée dans le prisme de Lengguru alors que les zones internes des Longmen Shan sont marquées par un épaississement crustal important.
- L'ensemble de la croûte dans les Longmen Shan est épaisse par rapport à une croûte normale.

Cette zone présente en outre la grande particularité de n'avoir jamais été située en contexte de tectonique frontale depuis la fin du Néoprotérozoïque. Ainsi, la marge Ouest du craton du Yangtze s'est ouverte en transtension (marge de type Vietnamiennne). Puis, lors de la fermeture du bassin océanique paléotéthysien, pendant l'orogénèse indosinienne, les Longmen Shan se situent en position transpressive. Le débordement de l'épaisse nappe de flyschs du Songpan Garze sur la marge Ouest abrupte du craton du Yangtze (structure de type Moluques) a entraîné la première phase d'épaississement du bloc du Songpan Garze.

La chaîne des Longmen Shan a ensuite subi une réactivation résultant de la phase yanshanienne qui s'est traduite par une réactivation en décrochement dans la zone de cisaillement de Wenchuan. Enfin, la dernière réactivation de la chaîne date du Cénozoïque et directement liée à la collision entre l'Inde et l'Eurasie. Cette dernière phase est associée à une importante tectonique de socle ayant entraîné l'exhumation du massif du Pengguan et la structuration actuelle de la chaîne d'avant-pays.

Cette position en périphérie des zones de convergence frontale des grandes plaques est responsable de la singularité des structures observées dans les Longmen Shan. De plus, l'héritage structural dans les Longmen Shan est un facteur majeur dans la structuration de cette chaîne et concernant sa structure actuelle. Nous avons montré que cette chaîne ne s'est pas structurée en un seul épisode et que les modèles de déformation proposés actuellement ne considèrent pas l'héritage structural, notamment en ce qui concerne l'épaississement de la croûte tibétaine.

En plus de cet héritage structural, un héritage thermique a conditionné la rhéologie de la lithosphère du Songpan Garze.



# Bibliographie

- Ahn, S (2008) *Etude géologique de la bordure Nord du bloc Sud Chine : Point triple entre le bassin du sichuan, la chaîne des Longmen Shan et la chaîne du Qinling; Implications pétrolières*. Rapport de master 1, Ecole Normale Supérieure de Paris.  
*2 citations pages 129 et 131*
- An, M, Feng, M and Long, C (2010) Deep ruptures around the hypocenter of the 12 may 2008 wenchuan earthquake deduced from aftershock observations. *Tectonophysics*, In Press, Corrected Proof :- . ISSN 0040-1951. doi :DOI:10.1016/j.tecto.2009.12.024.  
*Cité page 147*
- Argand, E (1924) La tectonique de l'asie. *Proc. Int. Geol. Cong.*, 7 :171–372. *Cité page 41*
- Arne, D, Worley, B, Wilson, C, Chen, SF, Foster, D, Luo, ZL, Liu, SG and Dirks, P (1997) Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the tibetan plateau. *Tectonophysics*, 280(3-4) :239 – 256. ISSN 0040-1951. doi :DOI:10.1016/S0040-1951(97)00040-1.  
*2 citations pages 300 et 301*
- Bader, A (1997) *Déformation de la croûte océanique lors de la fermeture d'un bassin marginal. Exemple de la Mer des Moluques (Philippines-Indonésie)*. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.  
*2 citations pages 293 et 356*
- Bader, A, Pubellier, M, Rangin, C and Deplus, C (1999) Active slivering of oceanic crust along the molucca ridge (indonesia-philippine). geodynamic implication. *Tectonics*, 18(4) :606–620.  
*2 citations pages 293 et 356*
- Bailly, V (2010) *La chaîne de Lengguru : Evolution et structure d'un prisme jeune dans le contexte tectonique rapide de Papouasie occidentale*. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.  
*3 citations pages 303, 304, et 357*
- Bailly, V, Pubellier, M, Ringenbach, J, de Sigoyer, J and Sapin, F (2009) Deformation zone jumps, in a young convergent setting; the lengguru fold-and-thrust belt, new guinea island. *Lithos*, 113(1-2) :306–317.  
*2 citations pages 303 et 304*
- Beaumont, C, Jamieson, R, Nguyen, M and Lee, B (2001) Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414 :738–742.  
*Cité page 41*
- Beaumont, C, Jamieson, R, Nguyen, M and Medvedev, S (2004) Crustal channel flows : 1. numerical models with applications to the tectonics of the himalayan-tibetan orogen. *J. Geophys. Res.*, 109.  
*2 citations pages 41 et 336*
- Bendick, R and Flesch, L (2007) Reconciling lithospheric deformation and lower crustal flow beneath central tibet. *Geology*, 35 :895–898.  
*Cité page 97*

- Bensen, G, Ritzwoller, M, Barmin, M, Levshin, A, Lin, F, Moschetti, M, Shapiro, N and Yang, Y (2007) Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int*, 169 :1239–1260. doi : 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x. *Geophys. J. Int.* 2 citations pages 67 et 69
- Berman, R (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications. *The Canadian mineralogist*, 29 :833–855. Cité page 114
- Bettinelli, P, Flouzat, JA, Jouanne, F, Bollinger, L, Willis, P and Chitraker, G (2006) Plate motion of india and interseismic strain in the nepal himalaya from gps and doris measurements. *Journal of Geodesy*. doi :10.1007/s00190-006-0030-3. Cité page 35
- Beyssac, O, Brunet, F, Petitet, J, Goffé, B and Rouzaud, J (2003) Experimental study of the microtextural and structural transformations of carbonaceous materials under pressure and temperature. *European Journal of Mineralogy*, 15 :937–951. 2 citations pages 111 et 113
- Beyssac, O, Goffe, B, Chopin, C and Rouzaud, J (2002) Raman spectra of carbonaceous material in metasediments : a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20 :859–871. 4 citations pages 111, 112, 113, et 152
- Bhattacharya, A, Mohanty, L, Maji, A, Sen, S and Raith, M (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary : constraints from experimental data on mg-fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet thermometer. *Contrib. Mineral Petrol.*, 111 :87–93. 2 citations pages 111 et 114
- Billerot, A (2011a) *De la marge Ouest du craton du Yangtze à la bordure Est du plateau Tibétain : Evolution géodynamique à partir de l'étude structurale, pétrologique, géochimique et géochronologique de roches magmatiques et métamorphiques*. Ph.D. thesis, Université Henri Poincaré, Nancy-Université. 21 citations pages 14, 24, 28, 29, 106, 110, 120, 122, 201, 209, 274, 276, 282, 283, 284, 289, 296, 297, 298,
- Billerot, A (2011b) Le complexe métamorphique du xuelong bao : nouvelles données structurales et pétrologique. Unpublished. 2 citations pages 110 et 202
- Billerot, A, Duchêne, S, de Sigoyer, J and Vanderhaeghe, O (submitted) The western margin of the yangtze craton during neoproterozoic times : Petrologic, geochemical and geochronological data on the longmen shan crystalline basement. *Precambrian Research*. 4 citations pages 24, 106, 205, et 209
- Bosse, V, Boulvais, P, Gautier, P, Tiepolo, M, Ruffet, G, Devidal, J, Cherneva, Z, Gerdjikov, I and Paquette, J (2009) Fluid-induced disturbance of the monazite th-pb chronometer : in situ dating and element mapping in pegmatites from the rhodope (greece , bulgaria ). *Chemical Geology*, 261 :286–302. 2 citations pages 117 et 269



- Bousquet, R, Oberhänsli, R, Goffé, B, Wiederkehr, M, Koller, F, Schmid, S, Schuster, R, Berger, A and Martinotti, G (2008) Metamorphism of metasediments in the scale of an orogen : A key to the tertiary geodynamic evolution of the alps. In *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System*, volume 298, pp. 393–412. N. Geological Society, London Special Publications. *2 citations pages 111 et 341*
- Bowman, J and Ando, M (1987) Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the tonga subduction zone. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88 :25–41. *3 citations pages 71, 72, et 338*
- Briais, A (1989) *Cinématique d'ouverture de la mer de Chine du Sud (Nanhai). Implications pour la tectonique tertiaire de l'Asie*. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. *Cité page 289*
- Brown, D, Spadea, P, Puchkov, V, Alvarez-Marron, J, R. Herrington a, dAW, Hetzel, R, Gorozhanina, Y and Juhlin, C (2006) Arc-continent collision in the southern urals. *Earth-Science Reviews*, 79 :261–287. *Cité page 303*
- Burchfiel, B (2004) New technology : New geological challenges. *GSA Today*, 14(4-10). *Cité page 96*
- Burchfiel, B, Chen, Z, Liu, Y and Royden, L (1995) Tectonic of the longmen shan and adjacent regions. *Int. Geol. Rev*, 37 :661–735. *23 citations pages 17, 24, 30, 107, 110, 118, 122, 124, 126, 127, 128, 130, 134, 136, 137, 139, 143, 144,*
- Burchfiel, B, Royden, L, van der Hilst, R, Hager, B, Chen, Z, King, R, Li, C, Lu, J, Yoa, H and Kirby, E (2008) A geological and geophysical context for the wenchuan earthquake of 12 may 2008, sichuan, people's republic of china. *GSA Today*, 18 :4–11. doi :10.1130/GSATG18A.1. *8 citations pages 14, 15, 30, 96, 147, 200, 334, et 335*
- Burdick, L and Helmberger, D (1974) Time functions appropriate for deep earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America*, 64(5) :1419–1428. *Cité page 58*
- Calassou, S (1994) *Etude tectonique d'une chaîne de décollement. A- Tectonique triasique et tertiaire de la chaîne de Songpan Garzê (Est Tibet). B- Géométrie et cinématique des déformations dans les prismes d'accrétion sédimentaire : Modélisation analogique*. Ph.D. thesis, Université de Montpellier, France. *5 citations pages 24, 110, 147, 276, et 278*
- Chan, M (2008) *Gravity and aeromagnetic modelling of the Longmen Shan Fold-and-thrust belt, SW China*. Ph.D. thesis, The University of Hong-Kong. *3 citations pages 54, 55, et 337*

- Chen, S, Wilson, C and Worley, B (1995) Tectonic transition from the songpan-garzê fold belt to the sichuan basin southwestern china. *China Bas. Res.*, 7 :235–253.  
2 citations pages 118 et 201
- Chen, SF, Wilson, C, Luo, ZL and Deng, QD (1994) The evolution of the western sichuan foreland basin, southwestern china. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 10(3-4) :159 – 168. ISSN 0743-9547. doi :10.1016/0743-9547(94)90016-7.  
11 citations pages 17, 28, 29, 118, 119, 120, 147, 201, 202, 278, et 279
- Chen, SF and Wilson, CJL (1996) Emplacement of the longmen shan thrust and nappe belt along the eastern margin of the tibetan plateau. *Journal of Structural Geology*, 18(4) :413 – 430. ISSN 0191-8141. doi :10.1016/0191-8141(95)00096-V.  
6 citations pages 26, 174, 175, 201, 279, et 346
- Chen, W and Yang, Z (2004) Earthquakes beneath the himalayas and tibet : Evidence for strong lithospheric mantle. *Science*, 304 :1949–1952. 3 citations pages 16, 35, et 36
- Chen, Z (1985) *Permian carbonat gravity flow sediments in west margin of Yangzi Block*. Collected Works on Lithofacies and Paleogeography. Beijing : Geological Publishing House.  
Cité page 131
- Chen, Z, Burchfiel, B, Liu, Y, King, R, Royden, L, Tang, W, Wang, E, Zhao, J and Zhang, X (2000) Global positioning system measurements from eastern tibet and their implications for india/eurasia intercontinental deformation. *J. Geophys. Res.*, 105(B7) :215–227.  
Cité page 16
- Chen, Z and Chen, X (1987) On the tectonic evolution of the western margin on the yangzi block. *Chengdu Inst. Geol. and Min. Resources*, p. 172p. (in Chinese with English abstract).  
Cité page 126
- Cheng, Y (1990) Geological map of china. *Beijing : Geological Publishing House*, pp. scale : 1 :4,000,000.  
2 citations pages 119 et 341
- Christensen, NI (1996) Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, 101(B2) :3139–3156. doi :10.1029/95JB03446.  
Cité page 64
- Chu, X, Wolfgang, T, Zhang, Q, Chan, F and Huang, J (2005) U-pb ziron age for the nanhua-sinian boundary. *Chinese Science Bulletin*, 50 :7,716–7,718. Cité page 123
- Clark, M, House, M, Royden, L, Whipple, K, Burchfiel, B, Zhang, X and Tang, W (2005) Late cenozoic uplift of southeastern tibet. *Geology*, 33(6) :525–528.  
3 citations pages 30, 41, et 301
- Clark, M and Royden, L (2000) Topographic ooze : building the eastern margin of tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8) :703–707. doi :10.1130/0091-7613.  
2 citations pages 30 et 97

- Connolly, J (2005) Computation of phase equilibria by linear programming : A tool for geodynamic thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7) :683–696.  
4 citations pages 111, 116, 202, et 266
- Connolly, J (2009) The geodynamic equation of state : what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10).  
2 citations pages 111 et 116
- Connolly, J and Kerrick, D (1987) An algorithm and computer program for calculating composition phase diagrams. *Calphad*, 11(1) :1–55. 2 citations pages 111 et 116
- Coward, M and Butler, R (1985) Thrust tectonics and the deep structure of the pakistan himalaya. *Geology*, 13 :417–420. Cité page 41
- Crampin, S (1984) An introduction to wave propagation in anisotropic media. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76 :17–28. Cité page 70
- Cruz, M, Cunha, J, Merlet, C and Sabaté, P (1996) Datação pontual das monazitas da regio de itambe, bahia, através da microsonda eletrônica. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, pp. 206–209. Cité page 117
- Dasgupta, S, Sengupta, P, Guha, D and Fukuoka, M (1991) A refined garnet-biotite fe-mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contrib. Mineral Petrol.*, 109 :130–137. 2 citations pages 111 et 114
- Davis, P, England, P and Houseman, G (1997) Comparison of shear wave splitting and finite strain from the india-asia collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102(B12) :27,511–27,522. Cité page 37
- de Andrade, V (2006) *De l'imagerie chimique à la micro-cartographie Pression-Température-Déformation : évolution minéralogique et transport de matière dans des systèmes en déséquilibre thermomécanique. Applications aux métapelites et aux matériaux de stockage de déchets radioactifs*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I.  
4 citations pages 111, 114, 115, et 341
- de Andrade, V, Vidal, O, Lewin, E, O'Brien, P and Agard, P (2006) Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections : an optimized method and examples. *Journal of Metamorphic Geology*, 24 :655–668. 2 citations pages 111 et 114
- de Michele, M (2010) *Remote Sensing Observations of Seismotectonics*. Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. Cité page 21
- de Michele, M, Racoules, D, de Sigoyer, J, Pubellier, M and Chamot-Rooke, N (2010) Three-dimensional surface displacement of the 2008 may 12 sichuan earthquake (china) derived from synthetic aperture radar : evidence for rupture on a blind thrust. *Geophys. J. Int.* doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04807.x. 3 citations pages 21, 147, et 159

- de Michele, M, Racoules, D, Lasserre, C, Pathier, E, Klinger, Y, van der Woerd, J, de Sigoyer, J and Xu, X (2009) The mw 7.9, 12 may 2008 sichuan earthquake rupture measured by sub-pixel correlation of alos palsar amplitude images. *Eart Planets and Space*. 4 citations pages 21, 31, 147, et 159
- de Sigoyer, J, Chavagnac, V, Blichert-Toft, J, Guillot, S, Luais, B, Cosca, M, Mascle, G and Villa, I (2000) Dating continental subduction and collisional thickening in nw himalaya : Multichronometry of the tso morari eclogites. *Geology*, 28(6) :487–490. Cité page 299
- DeCelles, P, Delores, M, Robinson, M and Zandt, G (2002) Implications of shortening in the himalayan fold-thrust belt for uplift of the tibetan plateau. *Tectonics*, 21(6). doi :10.1029/2001TC001322. Cité page 41
- Densmore, A, Ellis, M, Li, Y, Zhou, R, Hancock, G and Richardson, N (2007) Active tectonics of the beichuan and pengguan faults at the eastern margin of the tibetan plateau. *Tectonics*, 26. doi :10.1029/2006TC001987. Cité page 17
- Densmore, A, Li, Y, Ellis, M and Zhou, R (2005) Active tectonics and erosional unloading at the eastern margin of the tibetan plateau. *Journal of Mountain Science*, 2(2) :146–154. 2 citations pages 17 et 200
- Densmore, A, Yong, L, Richardson, N, Zhou, R, Ellis, M and Zhang, Y (2010) The role of late quaternary upper-crustal faults in the 12 may 2008 wenchuan earthquake. *Bulletin of the seismological society of America*, 100(5B) :2700–2712. doi :10.1785/0120090294. Cité page 17
- Deru, X, Xuexiang, G, Pengchun, L, Guanghao, C, Bin, X, Bachlinski, R, Zhuanli, H and Gonggu, F (2007) Mesoproterozoic–neoproterozoic transition : Geochemistry, provenance and tectonic setting of clastic sedimentary rocks on the se margin of the yangtze block, south china. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6) :637–650. Cité page 299
- Dirks, P, Wilson, C, Chen, S, Luo, Z and Liu, S (1994) Tectonic evolution of the ne margin of the tibetan plateau ; evidence from the central longmen mountains, sichuan province, china. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 9(1-2) :181 – 192. ISSN 0743-9547. doi :10.1016/0743-9547(94)90074-4. Symposium on the Dynamics of Subduction and its Products. 3 citations pages 28, 201, et 202
- Dong, S, Zhang, Y, Wu, Z, Yang, N, MA, Y, Shi, W, Chen, Z, Long, C and An, M (2008) Surface rupture and co-seismic displacement produced by the ms 8.0 wenchuan earthquake of the may 12<sup>th</sup>, 2008, sichuan, china : Eastwards growth of the qinghai-tibet plateau. *Acta Geologica Sinica*, 82(5) :938–948. doi :10.1016/j.crte.2007.10.014. Cité page 147



- Dubacq, B (2008) *Thermodynamique des phyllosilicates de basse température : de l'approche macroscopique à la simulation atomistique*. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I. 5 citations pages 111, 114, 115, 231, et 341
- Dubacq, B, Vidal, O and de Andrade, V (2010) Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates : thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2) :159–174. 3 citations pages 111, 114, et 214
- Dueker, K and Sheehan, A (1998) Mantle discontinuity structure beneath the colorado rocky mountains and high plains. *J. Geophys. Res.*, 103(B4) :7153–7170. Cité page 63
- Engdahl, E, van der Hilst, R and Buland, R (1998) Global teleseismic earthquake relocation from improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the seismological society of America*, 88 :722–743. 2 citations pages 15 et 334
- England, P and Houseman, G (1988) The mechanics of the tibetan plateau. *Phil. Trans. Soc. Lon.*, 326 :301–320. Cité page 40
- England, P and Molnar, P (2005) Late quaternary to decadal velocity fields in asia. *J. Geophys. Res.*, 110. doi :10.1029/2004JB003541. Cité page 36
- Enkelmann, E, Ratschbacher, L, Nestler, RJR, Fleischer, M, Gloaguen, R, Hacker, B, Zhang, Y and Ma, Y (2006) Cenozoic exhumation and deformation of northeastern tibet and the qinling : Is tibetan lower crustal flow diverging around the sichuan basin ? *GSA Bulletin*, 118(5-6) :651–671. Cité page 300
- Ferry, J and Spear, F (1978) Experimental calibration of the partitionning of fe and mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral Petrol.*, 66 :113–117. 2 citations pages 111 et 114
- Flesch, L, Holt, W, Silver, P, Stephenson, M, Wang, C and Chan, W (2005) Constraining the extent of crust-mantle coupling in central asia using gps, geologic, and shear wave splitting data. *Earth and Planetary Science Letters*, 238 :248–268. Cité page 97
- Fyhn, M, Bodreef, L, Nielsen, L and the ENRECA research group (2011) Rifting of the vietnamese south china sea margin. In *South China Sea Workshop* (edited by Poster). 2 citations pages 290 et 356
- Fyhn, M, Bolreel, L and Nielsen, L (2009) Geological development of the central and south vietnamese margin : Implications for the establishment of the south china sea, indochinese escape tectonics and cenozoic volcanism. *Tectonophysics*, 478(3-4) :184–214. doi :10.1016/j.tecto.2009.08.002. 4 citations pages 289, 290, 355, et 356
- Gan, W, Zhang, P, Shen, Z, Niu, Z, Wang, M, Wan, Y, Zhou, D and Cheng, J (2007) Present-day crustal motion within the tibetan plateau inferred from gps

- measurements. *Journal of Geophysical Research*, 112. doi :10.1029/2005JB004120.  
3 citations pages 16, 35, et 336
- Godard, V (2006) *Couplage érosion-tectonique en contexte de convergence intracontinentale Étude comparée de la chaîne Himalayenne et des Longmen Shan (est-Tibet)*. Ph.D. thesis, Université de Paris Sud XI.  
12 citations pages 10, 11, 16, 17, 30, 135, 147, 200, 301, 333, 334, et 343
- Godard, V, Cattin, R and Lavé, J (2009a) Erosional control on the dynamics of low-convergence rate continental plateau margins. *Geophys. J. Int.*, 179 :763–777.  
Cité page 301
- Godard, V, Lavé, J, Carcaillet, J, Cattin, R, Bourlès, D and Zhu, J (2010) Spatial distribution of denudation in eastern tibet and regressive erosion of plateau margins. *Tectonophysics*. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2009.10.026. 2 citations pages 29 et 200
- Godard, V, Pik, R, Lavé, J, Cattin, R, Tibari, B, de Sigoyer, J, Pubellier, M and Zhu, J (2009b) Late cenozoic evolution of the central longmen shan (eastern tibet), insight from (u-th)/he thermochronometry. *Tectonics*, 28. doi :10.1029/2008TC002407.  
Cité page 29
- Harrowfield, M (2001) *The Tectonic Evolution of the Songpan Garze Fold Belt, Southwest China*. Ph.D. thesis, University of Melbourne, Australia.  
7 citations pages 28, 31, 110, 147, 201, 282, et 355
- Harrowfield, M and Wilson, CJ (2005) Indosinian deformation of the songpan garze fold belt, northeast tibetan plateau. *Journal of Structural Geology*, 27(1) :101 – 117. ISSN 0191-8141. doi :10.1016/j.jsg.2004.06.010.  
13 citations pages 28, 110, 143, 147, 158, 201, 278, 279, 280, 283, 344, 354, et 355
- He, S, Kapp, P, DeCelles, P, Gehrels, G and Heizler, M (2007) Cretaceous–tertiary geology of the gangdese arc in the linzhou area, southern tibet. *Tectonophysics*, 433 :15–37.  
Cité page 33
- He, Y (1992) The age of formation of the chengdu basin and features of its early deposits. *Geol. Rev.*, 38(2) :149–156.  
Cité page 118
- Henry, P, Pichon, XL and Goffé, B (1997) Kinematic, thermal and petrological model of the himalyas : constraints related to metamorphism with the underthrust indian crust and topographic evolution. *Tectonophysics*, 273 :31–56.  
Cité page 40
- Herrmann, R (2007) [www.eas.slu.edu/people/rbherrmann/computerprograms.html](http://www.eas.slu.edu/people/rbherrmann/computerprograms.html).  
2 citations pages 95 et 340
- Herrmann, R and Ammon, C (2002) Computer programs in seismology - 3.30 : surface waves, receiver functions and crustal structure. 2 citations pages 95 et 340

- Hess, H (1964) Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, 203 :629–631. *Cité page 70*
- Hetenyi, G (2007) *Evolution of deformation of the Himalayan prism : from imaging to modelling*. Ph.D. thesis, Université de Paris Sud XI. *10 citations pages 36, 38, 40, 41, 42, 56, 63, 66, 336, et 338*
- Hetenyi, G, Cattin, R, Vergne, J and Nabelek, J (2006) The effective elastic thickness of the india plate from receiver function imaging, gravity anomalies and thermomechanical modelling. *Geophys. J. Int.*, 167 :1106–1118. *Cité page 38*
- Hodges, K and Spear, F (1982) Geothermometry, geobarometry and the  $\text{al}_2\text{SiO}_5$  triple point at mt moosanke, new hamphire. *Am. Mineral.*, 67 :1118–1134. *5 citations pages 111, 114, 264, 265, et 353*
- Hoffmann, K, D.J. Condon a, dSB and Crowley, J (2004) U-pb zircon date from the neoproterozoic ghaub formation, namibia : constraints on marinoan glaciation. *Geology*, 32 :817–820. *Cité page 123*
- Holdaway, M and Lee, S (1977) Fe-mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral Petrol.*, 63 :175–198. *2 citations pages 111 et 114*
- Holland, T and Powell, R (1998) An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(309-344). *3 citations pages 116, 202, et 266*
- Huang, C, Ye, T, Chen, K, Wu, K *et al.* (2006) Geological map database of people's republic of china, 1 :2500000. *Episodes*, 29(2). *Cité page 147*
- Huang, M, Buick, I and Hou, L (2003b) Tectonometamorphic evolution of the eastern tibet plateau : evidence from the central songpan-garzê orogenic belt, western china. *Journal of Petrology*, 44 :255–278. *4 citations pages 29, 110, 284, et 298*
- Huang, M, Maas, R, Buick, I and Williams, I (2003) Crustal response to continental collisions between the tibet, indian, south china and north china blocks : geochronological constraints from the songpan-garzê orogenic belt, western china. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :223–240. *3 citations pages 29, 110, et 284*
- Hubbard, J, Shaw, J and Klinger, Y (2010) Structural setting of the 2008 mw 7.9 wenchuan, china, earthquake. *Bulletin of the seismological society of America*, 100(5B) :2173–2735. *11 citations pages 31, 118, 120, 143, 144, 147, 161, 162, 335, 342, et 345*
- Hubbard, J and Shaw, JH (2009) Uplift of the longmen shan and tibetan plateau, and the 2008 wenchuan (m = 7.9) earthquake. *Nature*, 458. doi :10.1038/nature0783. *10 citations pages 31, 118, 119, 143, 144, 147, 161, 162, 335, et 345*

- Itaya, T, Hyodo, H, Tsujimori, T, Wallis, S, Aoya, M, Kawakami, T and Gouzu, C (2009) Regional-scale excess ar wave in a barrovian type metamorphism belt, eastern tibetan plateau. *Island Arc*. doi :10.1111/j.1440-1738.2009.00668.x.  
3 citations pages 29, 284, et 298
- Jackson, M and Bilham, R (2003) Crustal structure of the kaapvaal craton and its significance for early evolution. *Lithos*, 71 :413–429. Cité page 35
- Jamieson, R, Beaumont, C, Nguyen, M and Lee, B (2002) Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1). Cité page 41
- Janots, E, Brunet, F, Goffé, B, Poinssot, C, Burchard, M and Cemic, L (2007) Thermochemistry of monazite-(la) and dissakisite-(la) : implications for monazite and allanite stability in metapelites. *Contrib. Mineral Petrol.*, 154 :1–14. Cité page 117
- Jia, D, Li, Y, Lin, A, Wang, M, Chen, W, Wu, X, Ren, Z, Zhao, Y and Luo, L (2009) Structural model of 2008 mw 7.9 wenchuan earthquake in the rejuvenated longmen shan thrust belt, china. *Tectonophysics*, In Press, Corrected Proof :- ISSN 0040-1951. doi :DOI:10.1016/j.tecto.2009.08.040.  
8 citations pages 118, 119, 143, 144, 147, 161, 162, et 345
- Jia, D, Wei, G, Chen, Z, Li, B, Zeng, Q and Yang, G (2006) Longmen shan fold-thrust belt and its relation to the western sichuan basin in central china ; new insights from hydrocarbon exploration. *AAPG Bulletin*, 90 :1425–1447. doi :10.1306/03230605076.  
11 citations pages 118, 119, 137, 143, 144, 147, 161, 162, 185, 345, et 347
- Jiang, X and Jin, Y (2005) Mapping the deep lithospheric structure beneath the eastern margin of the tibetan plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 110(B07/407). doi :10.1029/2004JB003394. 6 citations pages 13, 54, 55, 75, 333, et 337
- Jouanne, F, Mugnier, J, Pandey, M, Gamond, J, Fort, PL, Serrurier, L, Vigny, C, Avouac, J and members (1999) Oblique convergence in the himalayas of western nepal deduced from preliminary results of gps measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 26(13) :1933–1936. Cité page 35
- Kennett, B and Engdahl, E (1991) Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 122 :429–465.  
2 citations pages 63 et 83
- Kern, H (1990) Laboratory seismic measurements : An aid in the interpretation of seismic field data. *Terra Nova*, 2 :617–628. Cité page 70
- Kind, R, Yuan, X, Saul, J, Nelson, D, Sobolev, S, Mechie, J, Zhao, W, Kosarev, G, Ni, J, Achauer, U and Jiang, M (2002) Seismic images of crust and upper mantle



- neneath tibet : Evidence for eurasian plate subduction. *Science*, 298 :1219–1221.  
9 citations pages 36, 65, 83, 84, 85, 86, 87, 339, et 340
- Kirby, E, Reiners, P, Krol, M, Whipple, K, Hodges, K, Farley, K, Tang, W and Chen, Z (2002) Late cenozoic evolution of the eastern margin of the tibetan plateau : Inferences from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and (u-th)/he thermochronology. *Tectonics*, 21.  
3 citations pages 29, 300, et 301
- Kirby, E, Whipple, K, Burchfiel, B, Tang, W, Berger, G, Sun, Z and Chen, Z (2000) Neotectonics of the min shan, china : implications for mechanisms driving quaternary deformation along the eastern margin of the tibetan plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 112 :375–498.  
Cité page 17
- Konstantinovskaia, E, Brunel, M and Malavieille, J (2003) Discovery of the paleo-tethys residual peridotites along the anyemaqen–kunlun suture zone (north tibet). *Comptes Rendus Geosciences*, 335(8) :709–719.  
Cité page 27
- Kreemer, C, Haines, J, Holt, W, Blewitt, G and Lavallee, D (2000) On the determination of a global strain rate model. *Eart Planets and Space*, 52 :765–770.  
Cité page 14
- Kreemer, C, Holt, W and Haines, A (2003) An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, 154 :8–34.  
3 citations pages 14, 15, et 333
- Lahfid, A (2008) *Geothermomètres dans les séries argileuses très matures*. Ph.D. thesis, Université Denis Diderot - Paris VII.  
5 citations pages 111, 112, 113, 152, et 341
- Lahfid, A, Beyssac, O, Deville, E, Negro, F, Chopin, C and Goffé, B (2010) Evolution of the raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the glarus alps (switzerland). *Terra Nova*, 22(5) :354–360. 4 citations pages 111, 112, 113, et 152
- Langston, CA (1977) The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter. *Bulletin of the seismological society of America*, 67 :1029–1050.  
Cité page 56
- Langston, CA (1979) Structure under mount rainier, washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84 :4749–4762.  
Cité page 58
- Larson, K, Bürgmann, R, Bilham, R and Freymueller, J (1999) Kinematics of the india-eurasia collision zone from gps measurements. *J. Geophys. Res.*, 104(B1) :1077–1093.  
Cité page 35
- Lebedev, S and Agius, M (2009) Seismic structure of tibet : new constraints from surface wave. *Abstracts of 5th International Symposim n the Tibetan Plateau and 24th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Beijing, China*, S1-13 :30.  
Cité page 99

- Lemarchand, F, Cattin, R and A.Roberta (2008) Sichuan : les failles d'un séisme. *La Recherche*, 423 :12. *Cité page 147*
- Lepvrier, C and Maluski, H (2008) L'orogénèse triasique indosinienne en asie de l'est - the triassic indosinian orogeny in east asia. *Comptes Rendus Geosciences*, 340(2+3) :75–202. *Cité page 25*
- Lev, E, Long, M and van der Hilst, R (2006) Seismic anisotropy in eastern tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 251 :293–303. *2 citations pages 98 et 340*
- Levshin, A, Yanovskaya, T, Lander, A, Buchin, B, Barmin, M, Ratnikova, L and Its, E (1989) *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*, volume 304. Modern Approaches in Geophysics. *Cité page 69*
- Li, C, van der Hilst, R, Engdahl, E and Burdick, S (2008a) A new global model for p wave speed variations in earth's mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Q05018. doi :10.1029/2007GC001806. *2 citations pages 99 et 100*
- Li, C, van der Hilst, R and Toksoz, N (2006) Constraining spatial variations in p-wave velocity in the upper mantle beneath se asia. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 154 :180–195. *3 citations pages 14, 15, et 334*
- Li, CY, Wei, ZY, Ye, JQ, Han, YB and Zheng, WJ (2009a) Amounts and styles of coseismic deformation along the northern segment of surface rupture, of the 2008 wenchuan mw 7.9 earthquake, china. *Tectonophysics*, In Press, Corrected Proof :–. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2009.09.023. *Cité page 147*
- Li, H, Su, W, Wang, CY and Huang, Z (2009b) Ambient noise rayleigh wave tomography in western sichuan and eastern tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1-4) :201 – 211. ISSN 0012-821X. doi :10.1016/j.epsl.2009.03.021. *2 citations pages 94 et 99*
- Li, H, Su, W, Wang, CY, Huang, Z and Lv, Z (2010a) Ambient noise love wave tomography in the eastern margin of the tibetan plateau. *Tectonophysics*, In Press, Corrected Proof :–. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2009.12.018. *Cité page 94*
- Li, Y, Jia, D, Shaw, JH, Hubbard, J, Lin, A, Wang, M, Luo, L, Li, H and Wu, L (2010b) Structural interpretation of the coseismic faults of the wenchuan earthquake : Three dimensional modeling of the longmen shan fold-and-thrust belt. *Journal of Geophysical Research*, 115(B04317). doi :10.1029/2009JB006824. *Cité page 161*
- Li., Y, Lai, S, Qin, J, Liu, X and Wang, J (2007) Geochemical characteristics of bikou volcanic group and sr-nd-pb isotopic composition : evidence for breakup event in the north margin of yangtze plate, jining area. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 50 :339–350. *Cité page 14*

- Li, Y, Wu, Q, Zhang, R, Tian, X and Zeng, R (2008b) The crust and upper mantle structure beneath yunnan from joint inversion of receiver functions and rayleigh wave dispersion data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 170(134-146).  
3 citations pages 14, 15, et 334
- Liang, C and Song, X (2006) A low velocity belt beneath northern and eastern tibetan plateau from pn tomography. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L22306). doi :10.1029/2006GL027926.  
2 citations pages 37 et 336
- Liao, T, Hu, J, Zhang, F, Chen, H and Sun, H (2009) Relation between structural evolution of the longmenshan orogenic zone and sedimentation of its foreland basin. *Mining Science and Technology (China)*, 19(6) :807 – 812. ISSN 1674-5264. doi : 10.1016/S1674-5264(09)60147-2.  
2 citations pages 143 et 144
- Lieberman, J and Petrakakis, K (1991) Tweeku thermobarometry ; analysis of uncertainties and applications to granulites from western alaska and austria. *The Canadian mineralogist*, 29(4) :857–887.  
Cité page 114
- Ligorria, J and Ammon, C (1999) Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull. Seism. Soc. of America*, 89(5) :1395–1400. 3 citations pages 58, 59, et 337
- Lin, A, Ren, Z, Jia, D and Wu, X (2009) Co-seismic thrusting rupture and slip distribution produced by the 2008 mw 7.9 wenchuan earthquake, china. *Tectonophysics*, 471(3-4) :203 – 215. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2009.02.014. Cité page 147
- Liu, M, Mooney, W, Li, S, Okaya, N and Detweiler, S (2006) Crustal structure of the northeastern margin of the tibetan plateau from the songpan-ganzi terrane to the ordos basin. *Tectonophysics*, 420 :253–266. 3 citations pages 161, 162, et 345
- Liu-Zeng, J, Zhang, Z, Wen, L, Tapponnier, P, Sun, J, Xing, X, Hu, G, Xu, Q, Zeng, L, Ding, L, Ji, C, Hudnut, K and van der Woerd, J (2009) Co-seismic ruptures of the 12 may 2008, ms 8.0 wenchuan earthquake, sichuan : East-west crustal shortening on oblique, parallel thrusts along the eastern edge of tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(3-4) :355 – 370. ISSN 0012-821X. doi :10.1016/j.epsl.2009.07.017.  
Cité page 147
- Long, X (1991) Several questions of geochronic evolution in the mid-northern section of the longmen shan mountains. *Journal of Chengdu College of Geology*, 18 :8–16.  
Cité page 201
- Lou, H, Wang, C, Lu, Z, Yao, Z, Dai, S and You, H (2008) Deep tectonic setting of the 2008 wenchuan ms8.0 earthquake in southwestern china – joint analysis of teleseismic p-wave receiver functions and bouguer gravity anomalies. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 52 :166–179.  
2 citations pages 64 et 338

- Mainprice, D, Barruol, G and Ismail, W (2000) The seismic anisotropy of the earth's mantle : From single crystal to polycrystal. In *Earth's Deep Interior : Mineral Physics and Tomography From the Atomic Scale to the Global Scale* (edited by S Karato), pp. 237–264. American Geophysical Union, Washington, D. C. *Cité page 70*
- Makovsky, Y and Klemperer, S (1999) Measuring the seismic properties of tibetan bright spots : Evidence for free aqueous fluids in the tibetan middle crust. *J. Geophys. Res.* *Cité page 65*
- Mascle, G, Pecher, A and Guillot, S (2010) *Himalaya-Tibet , La collision continentale Inde-Eurasie*. Société Géologique de France et Nepal Geological Society. *3 citations pages 29, 33, et 39*
- Mattauer, M, Malavieille, J, Calassou, S, Lancelot, J, Roger, F, Hao, Z, Xu, Z and Hou, L (1992) La chaîne triassique du songpan garze (ouest sechuan et est tibet) : Une chaîne de plissement-décollement sur marge passive. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 314 :619–626. *8 citations pages 6, 29, 120, 133, 134, 141, 143, et 276*
- Matte, P, Tapponnier, P, Arnaud, N, Bourjot, L, Avouac, J, Vidal, P, Qing, L, Yusheng, P and Yi, W (1996) Tectonics of western tibet, between the tarim and the indus. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(3-4). *Cité page 42*
- Mavko, G (1980) Velocity attenuation in partially molten rocks. *Journal of Geophysical Research*, 85 :5173–5189. *Cité page 65*
- McNamara, D, Walter, W and ans C.J. Ammon, TO (1997) Upper mantle velocity structure beneath the tibetan plateau from pn travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 102(B1) :493–505. doi :10.1029/96JB02112. *Cité page 37*
- Meng, Q, Wang, E and Hu, J (2005) Mesozoic sedimentary evolution of the northwest sichuan basin : Implication for continued clockwise rotation of the south china block. *GSA Bulletin*, 117(3/4) :396–410. doi :10.1130/B25407.1. *5 citations pages 119, 299, 300, 341, et 356*
- Meng, Q and Zhang, G (1999) Timing of collision of the north and south china blocks : Controversy and reconciliation. *Geology*, 27 :123–126. doi :10.1130/0091-7613. *3 citations pages 286, 287, et 355*
- Meriaux, A, Tapponnier, P, Ryerson, F, Xiwei, X, King, G, van der Woerd, J, Finkei, R, Haibing, L, Caffè, M, Zhiqin, X and Wenbin, C (2005) The aksay segment of the northern altyn tagh fault : Tectonic geomorphology, landscape evolution, and holocene slip rate. *Journal of Geophysical Research*, 110(B4). doi :10.1029/2004JB003210. *Cité page 36*
- Molnar, P, England, P and Martinod, J (1993) Mantle dynamics, uplift of the tibetan plateau, and the indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31(4) :357–396. *Cité page 40*



- Molnar, P and Tapponnier, P (1975) Cenozoic tectonics of asia : effects of a continental collision. *Science*, 189(4201) :419–426. *Cité page 33*
- Montagner, J and Kennett, B (1996) How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. *Geophys. J. Int*, 125 :229–248. *Cité page 70*
- Montel, J, Foret, S, Veschambre, M, Nicollet, C and Provost, A (1996) Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131 :37–53. *Cité page 117*
- Mulch, A and Chamberlain, C (2006) The rise and growth of tibet. *Science*, 439(9). *2 citations pages 39 et 336*
- Murphy, M, Yin, A, Harrison, T, Dürr, S, Chen, Z, Ryerson, F, Kidd, W, Wang, X and Zhou, X (1997) Did the indo-asian collision create the tibetan plateau? *Geology*, 25(8) :719–722. *Cité page 40*
- Nabelek, J, Hetenyi, G, Vergne, J, Sapkota, S, Kaffle, B, Jang, M, Su, H, Chen, J, Huang, B and team, HC (2009) Underplating in the himalaya-tibet collision zone revealed by the hi-climb experiment. *Science*, 325(5946) :1371–1374. doi :10.1126/science.1167719. *4 citations pages 36, 38, 41, et 336*
- Nelson, K and al. (1996) Partially molten middle crust beneath southern tibet : Synthesis of project indepth results. *Science*, 274 :1684–1688. *Cité page 36*
- Ni, J and Barazangi, M (1984) Seismotectonics of the himalayan collision zone : Geometry of the underthrusting indian plate beneath the himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 89(B2) :1147–1163. *Cité page 41*
- Nicolas, A and Christensen, N (1987) Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - a review. In *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System* (edited by K Fuchs and C Froidevaux), volume 16, pp. 111–123. American Geophysical Union, Washington, D. C. *Cité page 70*
- Owens, T and Zandt, G (1997) Implications of crustal property variations for models of tibetan plateau evolution. *Nature*, 387 :37–43. *Cité page 65*
- Pan, G, Wang, P and al. (1990) Cenozoic tectonic evolution of qinghai-xizang plateau. *Beijing : Geological Publishing House*. *Cité page 138*
- Parra, T (2000) *Les équilibres chlorite-phengite : de l'étude de la lame mince aux calculs des trajets pression-température*. Ph.D. thesis, Université de Paris Sud XI. *Cité page 111*
- Parra, T, Vidal, O and Agard, P (2002a) A thermodynamic model for fe-mg dioctahedral k white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Mineral Petrol.*, 143 :706–732. *2 citations pages 111 et 114*

- Parra, T, Vidal, O and Jolivet, L (2002b) Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of tinos island (greece) evidenced by chlorite-mica local euilibria. *Lithos*, 63 :41–66. *2 citations pages 111 et 114*
- Pasteris, J and Wopenka, B (1991) Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 29 :1–9. *Cité page 112*
- Paul, J, Bürgmann, R, Gaur, V, Bilham, R, Larson, K, Ananda, M, ans M. Mukal ans T.S. Anupama, SJ, Satyal, G and Kumar, D (2001) The motion and active deformation of india. *Geophys. Res. Lett.*, 28(4) :647–650. *Cité page 35*
- PeakFit (2011) Scientific solutions s.a. Http ://www.scientific-solutions.ch/fr/prod/pkfit.html. *Cité page 112*
- Perchuk, L and Lavrent'eva, I (1983) *Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite, in Saxena, S.K.*, volume 277, pp. 199–239. Kinetics and equilibrium in mineral reactions : Springer. *6 citations pages 111, 114, 225, 264, 265, et 353*
- Poitrasson, F, Chenery, S and Sheperd, T (2000) Electron microprobe and la-icp-ms study of monazite hydrothermal alteration : Implications for u-th-pb geochronology and nuclear ceramics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19) :3283–3287. doi : 10.1016/S0016-7037(00)00433-6. *Cité page 117*
- Powell, R and Holland, T (1988) An internally consistent dataset with uncertainties and correlations; 3, applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6 :173–204. *Cité page 116*
- Pubellier, M, Chamot-Rooke, N, Ego, F, Guezou, J, Konstantinovskaya, E, Rabaute, A and Ringenbach, J (2008) *Structural map of eastern Eurasia*. Commission for the geological map of the World. *4 citations pages 14, 25, 34, et 335*
- Rangin, C, Spakman, W, Pubellier, M and Bijwaard, H (1999) Geological and tomographic constraints on the subduction of the se asia marginal basins. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170(6) :775–788. *2 citations pages 293 et 356*
- Rao, R and Xu, J (1987) The triassic system of the qinghai-xizang plateau. *Beijing : Geological Publishing House*, pp. 201–239. *Cité page 6*
- Ratschbacher, L, Hacker, BR, Calvert, A, Webb, LE, Grimmer, JC, McWilliams, MO, Ireland, T, Dong, S and Hu, J (2003) Tectonics of the qinling (central china) : tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history. *Tectonophysics*, 366(1-2) :1 – 53. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/S0040-1951(03)00053-2. *Cité page 300*
- Ren, J (1984) The indosinian orogeny and its significance in the tectonic evolution of china. *Zhōngguó dìzhì kēxuéyuàn yuànbào*, 9 :31–44. *Cité page 25*

- Richardson, N, Densmore, A, Seward, D, Fowler, A, Wipf, M, Ellis, M, Yong, L and Zhang, Y (2008) Extraordinary denudation in the sichuan basin : Insights from low-temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 113(B04/409). doi :10.1029/2006JB004739.  
3 citations pages 118, 141, et 146
- Ritzwoller, M and Levshin, A (1998) Eurasian surface wave tomography : Group velocities. *Journal of Geophysical Research*, 103 :4839–4878. Cité page 69
- Ritzwoller, M, Shapiro, N, Pasyanos, M, Bensen, G and Yang, Y (2005) Short period surface wave dispersion measurements from the ambient seismic noise in north africa, the middle east, and central asia. *Proceedings of the 27th Seismic Research Review – Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring*. Cité page 69
- Robert, A, Pubellier, M, de Sigoyer, J, Vergne, J, Lahfid, A, Cattin, R, Findling, N and Zhu, J (2010a) Structural and thermal characters of the longmen shan (sichuan, china). *Tectonophysics*, 491(1-4) :165–173. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2010.03.018.  
9 citations pages 14, 31, 39, 147, 158, 201, 304, 344, et 357
- Robert, A, Zhu, J, Vergne, J, Cattin, R, Chan, L, Wittlinger, G, Herquel, G, de Sigoyer, J, Pubellier, M and Zhu, L (2010b) Crustal structures in the area of the 2008 sichuan earthquake from seismologic and gravimetric data. *Tectonophysics*, 491(1-4) :205–210. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2009.11.010.  
5 citations pages 14, 39, 147, 275, et 354
- Roger, F and Calassou, S (1997) Géochronologie u-pb sur zircons et géochimie (pb, sr et nd) du socle de la chaîne de songpan-garze (chine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris.*, 324 :819–826. Cité page 14
- Roger, F, Calassou, S, Lancelot, J, Malavieille, J and Mattauer, M (1995) Geochronology and isotope geochemistry of granitoids associated with the songpan-garze decollement (eastern tibet),. *Terra Abstr.*, 7 :351–352. Cité page 33
- Roger, F, Jolivet, M, Cattin, R and Malavieille, J (2011) Mesozoic–cenozoic tectono-thermal evolution of the eastern part of the tibetan plateau (songpan-garze, longmen shan area) : insights from thermochronological data and simple thermal modelling. In *Growth and Collapse of the Tibetan Plateau*, volume 353, pp. 9–25. Geological Society of London, Special Publication.  
4 citations pages 276, 298, 300, et 356
- Roger, F, Jolivet, M and Malavieille, J (2008) Tectonic evolution of the triassic fold belts of tibet. *Comptes Rendus Geosciences*, 340(2-3) :180 – 189. ISSN 1631-0713. doi :10.1016/j.crte.2007.10.014.  
11 citations pages 26, 27, 28, 33, 276, 286, 288, 291, 335, 355, et 356

- Roger, F, Malavieille, J, Leloup, PH, Calassou, S and Xu, Z (2004) Timing of granite emplacement and cooling in the songpan-garzê fold belt (eastern tibetan plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5) :465 – 481. ISSN 1367-9120. doi :10.1016/S1367-9120(03)00089-0. 5 citations pages 29, 284, 286, 298, et 300
- Rowley, D and Currie, B (2006) Palaeo-altimetry of the late eocene to miocene lunpola basin, central tibet. *Nature*, 439(9). 2 citations pages 39 et 336
- Royden, L, Burchfiel, B, King, R, Wang, E, Chen, Z, Shen, F and Liu, Y (1997) Surface deformation and lower crustal flow in eastern tibet. *Science*, 276 :788–790. doi : 10.1126/science.276.5313.788. 2 citations pages 30 et 97
- Royden, L, Burchfiel, B and van der Hilst, R (2008) The geological evolution of the tibetan plateau. *Science*, 321(1054). doi :10.1126/science.1155371. 3 citations pages 30, 96, et 200
- Ruddiman, W (1998) Early uplift in tibet ? *Nature*, 394 :723–724. Cité page 39
- Sabra, K, Gerstoft, P, Roux, P, Kuperman, W and Fehler, M (2005) Surface wave tomography from microseism in southern california. *Geophys. Res. Lett.*, 32. Cité page 67
- Savage, M (1998) Lower crustal anisotropy or dipping boundaries? effects on receiver functions and a case study in new zealand. *Journal of Geophysical Research*, 103(B7) :15,069–15,087. 2 citations pages 60 et 61
- Savage, M (1999) Seismic anisotropy and mantle deformation : What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, 37 :65–106. Cité page 70
- Schulte-Peklum, V, Monsalve, G, Sheehan, A, Pandey, M, Sapkota, S, Bilham, R and Wu, F (2005) Imaging the indian subcontinent beneath the himalaya. *Nature*, 435 :1222–1225. Cité page 36
- Scotese, C (2001) Atlas of earth history. In *Paleogeography , PALEOMAP project*, volume 1, p. 52 pp. Arlington, Texas. Cité page 126
- Searle, M, Law, R and Jessup, M (2006) Crustal structure, restoration and evolution of the greater himalaya in nepal-south tibet : implications for channel flow and ductile extrusion of the middle crust. *Geological Society of London, Special Publication*, 268 :355–378. Cité page 41
- Selvaradjou, S, Montanarella, L, Spaargaren, O and Dent, D (2005) Soil maps of asia dvdrom version. *European Digital Archive of Soil Maps (EuDASM) , Office of the Official Publications of the European Communities, Luxembourg*. 2 citations pages 5 et 333
- Seydoux-Guillaume, A, Goncalves, P, Wirth, R and Deutsch, A (2003) Transmission electron microscope study of polyphase and disordant monazites ; site-speific specimen preparation using the focused ion beam technique. *Geology*, 31 :973–976. Cité page 117



- Seydoux-Guillaume, A, Paquette, J, Wiedenbeck, M, Montel, J and Heinrich, W (2002) Experimental resetting of the u-th-pb systems in monazite. *Chemical Geology*, 191 :165–181. *Cité page 117*
- Shahri, H (2008) Pre-rifting evidence of paleotethys in the southwest of shah-rood, northeastern ira. *World Applied Sciences Journal*, 3(1) :154–161. *2 citations pages 126 et 141*
- Shapiro, N and Campillo, M (2004) Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, 31. *2 citations pages 37 et 67*
- Shapiro, N and Ritzwoller, M (2005) High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307 :1615–1618. *Cité page 67*
- Shen, C, Meil, I, Xu, Z and Tang, J (2000) Architecture and tectonic evolution of composite basin-mountain system in sichuan basin and its adjacent areas. *Chemical Geology*, 184 :104–120. *Cité page 299*
- Shen, Z, Lü, J, Wang, M and Bürgmann, R (2005) Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research*, 110(B11409). doi :10.1029/2004JB003421. *Cité page 35*
- Shen, Z, Sun, J, Zhang, Y, Wang, M, Bürgmann, R, Zeng, Y, Gan, W, Liao, H and Wang, Q (2009) Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 wenchuan earthquake. *Nature Geoscience*, 2. doi :10.1038/NCEO636. *9 citations pages 6, 16, 19, 20, 21, 35, 147, 159, et 334*
- Shi, D, Shen, Y, Zhao, W and Li, A (2009) Seismic evidence for a moho offset and south-directed thrust at the easternmost qaidam–kunlun boundary in the northeast tibetan plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 288 :329–334. *2 citations pages 38 et 336*
- Silver, P and Chan, W (1991) Shear wave splitting and subcontinental deformation. *J. Geophys. Res.*, 96 :16,429–16,454. *3 citations pages 71, 72, et 338*
- Sol, S, Meltzer, A, Bürgmann, R, van der Hilst, R, King, R, Chen, Z, Koons, P, Lev, E, Liu, Y, Zeitler, P, Zhang, X, Zhang, J and Zurek, B (2007) Geodynamics of the southeastern tibetan plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology*, 35 :553–566. *Cité page 97*
- Stampfli, G (2000) Tethyan oceans. *Geological Society of London, Special Publication*, 173 :1–23. *2 citations pages 126 et 141*
- Stampfli, G and Borel, G (2002) A plate tectonic model for the paleozoic and mesozoic constrained by dynamis plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2) :17–33. *6 citations pages 26, 141, 286, 287, 335, et 355*

- Talwani, M, Worzel, J and Landisman, M (1959) Rapid gravity computations for 2-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64(1) :49–59. *Cité page 66*
- Tapponnier, P and Molnar, P (1977) Active faulting and tectonics in china. *J. Geophys. Res.*, 82 :2905 – 2930. *Cité page 33*
- Tapponnier, P, Zhiqin, X, Roger, F, Meyer, B, Arnaud, N, Wittlinger, G and Jingsui, Y (2001) Oblique stepwise rise and growth of the tibet plateau. *Science*, 294 :1671–1677. doi :10.1126/science.105978. *2 citations pages 33 et 42*
- Thompson, A (1976) Mineral reactions in pelitic rocks, ii. calculation of some p-t-x (fe-mg) phase reactions. *American Journal of Science*, 276 :425–454. *2 citations pages 111 et 114*
- Tong, C (1992) Tectonic evolution and oil-gas-accumulating process of the sichuan basin. *Beijing : Geological Publishing House*, 128. *Cité page 118*
- van der Beek, P, braun, J, Perry, , Dubille, M and Mugnier, J (2009) Eocene tibetan plateau remnants preserved in the northwest himalaya,. *Nature Geoscience*, 2 :364–368. *Cité page 39*
- Vergne, J (2002) *Imagerie des structures et dynamique de la lithosphère de la marge Nord-Est du Tibet*. Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Strasbourg (EOST). *2 citations pages 56 et 86*
- Vergne, J and Nabelek, J (2005) Geometry and characteristics of the main himalayan thrust revealed by the hi-climb seismological experiment. *AGU Fall Meeting Abstracts*. *Cité page 36*
- Vergne, J, Wittlinger, G, Farra, V and Su, H (2003) Evidence for upper crustal anisotropy in the songpan ganze (northeastern tibet) terrane. *Geophys. Res. Lett.*, 30(11). doi : 10.1029/2002GL016847. *Cité page 60*
- Vergne, J, Wittlinger, G, Hui, Q, Tapponnier, P, Poupinet, G, Jiang, M, Herquel, G and Paul, A (2002) Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the ne tibetan plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 203 :25–33. *3 citations pages 59, 60, et 337*
- Vidal, O, DeAndrade, V, Lewin, E, Munoz, M, Parra, T and Pascarelli, S (2006) P-t-deformation-fe<sup>3+</sup>/fe<sup>2+</sup> mapping at the thin section scale and comparison with xanes mapping. application to a garnet-bearing metapelite from the samba-gawa metamorphic belt (japan). *Journal of Metamorphic Geology*, 24 :669–683. *4 citations pages 111, 114, 115, et 214*

- Vidal, O and Parra, T (2000) Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite–phengite assemblages. *Geological Journal*, 35(3–4) :139–161. doi :10.1002/gj.856. 3 citations pages 111, 114, et 214
- Vidal, O, Parra, T and Trotet, F (2001) A thermodynamic model for fe-mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100–600 °c, 1–25 kbar p-t range. *American Journal of Science*, 301 :557–592. 3 citations pages 111, 114, et 115
- Vidal, O, Parra, T and Vieillard, P (2005) Thermodynamic properties of the tschermak solid solution in fe-chlorites : Application to natural examples and possible role of oxidation. *American Mineralogist*, 90 :359–370. 4 citations pages 111, 114, 115, et 214
- Vinnik., L and Montagner, J (1996) Shear wave splitting in the mantle ps phases. *Geophys. Res. Lett.*, 23 :2449–2452. Cité page 61
- Wallis, S, Tsujimori, T, Aoya, M, Kawakami, T, Terada, K, Suzuki, K and Hyodo, H (2003) Cenozoic and mesozoic metamorphism in the longmen shan orogen : implications for geodynamical models of eastern tibet. *Geology*, 31 :745–748. 3 citations pages 29, 284, et 298
- Wang, C, Chang, L, Lu, Z, Qin, J and Su, W (2007a) Seismic anisotropy of upper mantle in eastern tibetan plateau and related crust-mantle coupling pattern. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 50(8) :1150–1160. 2 citations pages 98 et 340
- Wang, C, Flesch, L, Silver, P, Chang, L and Chan, W (2008a) Evidence for mechanically coupled lithosphere in central asia and resulting implication. *Geology*, 36 :363–366. doi :10.1130/G24450A.1. Cité page 97
- Wang, C, Han, W, Wu, J, Lou, H and Chan, W (2007b) Crustal structure beneath the eastern margin of the tibetan plateau and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 112(B07307). doi :10.1029/2005JB003873. 8 citations pages 88, 89, 90, 97, 161, 162, 340, et 345
- Wang, C, Lou, H, Silver, P, Zhu, L and Cha, L (2010a) Crustal structure variation along 30 °n in the eastern tibetan plateau and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 289 :367–376. 2 citations pages 88 et 90
- Wang, C, Zhu, L, Lou, H, Huang, B, Yao, Z and Luo, X (2010b) Crustal thicknesses and poisson’s ratios in the eastern tibetan plateau and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 115(B11301). doi :10.1029/2010JB007527. 3 citations pages 89, 90, et 340
- Wang, J, Bao, C, Luo, ZL and Guo, ZW (1989) Formation and deformation of the sichuan basin. *Chinese Sedimentary Basins*, pp. 147–163. 2 citations pages 118 et 119

- Wang, Q, Li, Z, Chung, S, Wyman, D, Sun, Y, Zhao, Z, Zhu, Y and H.N.Qiu (2011) Late triassic high-mg andesite/dacite suites from northern hohxil, north tibet : Geochronology, geochemical characteristics, petrogenetic processes and tectonic implications. *Lithos.* doi :10.1016/j.lithos.2011.06.002. *Cité page 28*
- Wang, Q, Wyman, DA, Xu, J, Dong, Y, Vasconcelos, PM, Pearson, N, Wan, Y, Dong, H, Li, C, Yu, Y, Zhu, T, Feng, X, Zhang, Q, Zi, F and Chu, Z (2008b) Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central tibet : Evidence from central-western qiangtang high-k calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2) :158 – 171. ISSN 0012-821X. doi :10.1016/j.epsl.2008.04.034. *Cité page 83*
- Watkinson, I, Hall, R and Ferdiandian, F (2011) Tectonic re-interpretation of the banggai-sula-molussa sea margin, indonesia. *Geological Society of London, Special Publication*, 355 :203–224. *2 citations pages 294 et 356*
- Weislogel, A, Graham, S, Chang, E, Wooden, J and Gehrels, G (2010) Detrital zircon provenance from three turbidite depocenters of the middle–upper triassic songpan-ganzi complex, central china : Record of collisional tectonics, erosional exhumation, and sediment production. *GSA Bulletin*, 122(11-12) :2041–2063. *Cité page 278*
- Weislogel, A, Graham, S, Chang, E, Wooden, J, Gehrels, G and Yang, H (2006) Detrital zircon provenance of the late triassic songpan-ganzi complex : Sedimentary record of collision of the north and south china blocks. *Geology*, 34 :97–100. doi :10.1130/G21929.1. *Cité page 278*
- Wenzheng, J, Liangjie, T, Keming, Y, Guimei, W, Zhihou, L and Yixin, Y (2009) Transfer ones within the longmen mountains thrust belt, sw china. *Geosciences Journal*, 13. doi :10.1007/s12303-009-0001-9. *7 citations pages 118, 119, 143, 144, 161, 162, et 345*
- Wenzheng, J, Tang, L, Yang, K, Wan, G and Lü, A (2010) Segmentation of the longmen mountains thrust belt, western sichuan foreland basin, sw china. *Tectonophysics*, 485(1-4) :107 – 121. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2009.12.007. *5 citations pages 118, 120, 143, 144, et 161*
- Widwijayanti, C (2002) *Réponse des structures lithosphériques aux différents stades de la collision de deux zones de subduction : exemple de la mer des Moluques*. Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris. *2 citations pages 293 et 356*
- Wiedenbeck, M, Allé, P, Corfu, F, Griffin, W, Meier, M, Oberli, F, von Quadt, A, Roddick, J and Spiegel, W (1995) Three natural zircon standards for u-th-pb, lu-hf, trace element and ree analysis. *Geostandards Newsletter*, 19 :1–23. *Cité page 117*
- Wilson, C, Chen, S, Worley, B, Arne, D, Luo, Z and Liu, S (1994) Tectonic evolution of the longmen shan mountains and western sichuan foreland basin. *Geol. Soc. Austr. Abstr.*, 36 :174–175. *Cité page 120*



- Wilson, CJ, Harrowfield, MJ and Reid, AJ (2006) Brittle modification of triassic architecture in eastern tibet : implications for the construction of the cenozoic plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3) :341 – 357. ISSN 1367-9120. doi : 10.1016/j.jseaes.2005.04.004. 6 citations pages 31, 32, 110, 147, 201, et 335
- Wittlinger, G, Vergne, J, Tapponnier, P, Farra, V, Poupinet, G, Jiang, M, Su, H, Herquel, G and Paul, A (2004) Teleseismic imaging of subducting lithosphere and moho o!sets beneath western tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 221 :117–130. 3 citations pages 36, 38, et 336
- Won, I and Bevis, M (1987) Computing the gravitational and magnetic-anomalies due to polygon - algorithms and fortran subroutines. *Geophysics*, 52(2) :232–238. Cité page 66
- Worley, BA and Wilson, CJL (1996) Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from the central longmen shan, china. *Journal of Structural Geology*, 18(4) :395 – 411. ISSN 0191-8141. doi :10.1016/0191-8141(95)00095-U. 8 citations pages 28, 110, 134, 147, 201, 202, 203, et 348
- Wu, C and Pan, Y (1999) Reviews in garnet-biotite geothermometer : Its versions, inherent problems of accuracy and precision, and perspective for further research. *Chinese Journal of Geochemistry*, 18(1). Cité page 114
- Wustefeld, A (2007) *Methods and applications of shear wave splitting : The East European Craton*. Ph.D. thesis, Université de Montpellier II. 3 citations pages 70, 71, et 338
- Wustefeld, A, Bokelmann, G, Zaroli, C and Barruol, G (2008) Splitlab : A shear-wave splitting environment in matlab. *Computers and Geosciences*, 34 :515–528. doi : 10.1016/j.cageo.2007.08.002. Cité page 70
- Xiao, L, Zhang, H, Clemens, J, Wang, Q, Kan, Z, Wang, K, Ni, P and Liu, X (2007a) Late triassic granitoids of the eastern margin of the tibetan plateau : Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos*, 96(3-4) :436 – 452. ISSN 0024-4937. doi :10.1016/j.lithos.2006.11.011. Cité page 29
- Xiao, L, Zhang, H, Ni, P, Xiang, H and Liu, X (2007b) La-icp-ms u-pb zircon geochronology of early neoproterozoic mafic-intermediate intrusions from nw margin of the yangtze block, south china : Implication for tectonic evolution. *Precambrian Research*, 154 :221–235. Cité page 14
- Xu, L, Rondenay, S and van der Hilst, R (2007) Structure of the crust beneath the southeastern tibetan plateau from teleseismic receiver functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 165(3-4) :176 – 193. ISSN 0031-9201. doi :10.1016/j.pepi.2007.09.002. 8 citations pages 13, 14, 83, 88, 89, 90, 333, et 340

- Xu, X, Wen, X, Yu, G, Chen, G, Klinger, Y, Hubbard, J and Shaw, J (2009) Co-seismic reverse- and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 mw 7.9 wenchuan earthquake, china. *Geology*, 37(6) :515–518. doi :10.1130/G25462A.1. 2 citations pages 108 et 147
- Xu, X, Xu, Q and G. Pan a, dQL (1997) *Paleogeography of The South China Continent and Its Contrast with the Pangea*, volume 8. Basin Analysis Global Sedimentary Geology Sedimentology : Proceedings of the 30th International Geological Congress. 2 citations pages 288 et 355
- Xu, Y, He, B, Chung, S, Menzies, M and Frey, F (2004) Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the emeishan flood-basalt province. *Geology*, 32(10) :917–920. doi :10.1130/G20602.1. 2 citations pages 90 et 132
- Yamato, P (2006) *Des contraintes pour les zones de convergence : Confrontation des données du métamorphisme et des modélisations numériques thermomécaniques - Application aux Alpes et à l'Oman*. Ph.D. thesis, Université Paris VI. 2 citations pages 113 et 341
- Yan, D, Zhou, M, Wei, G, Liu, H, Dong, T, Zhang, W and Jin, Z (2008) Collapse of songpan-garzê orogenic belt resulted from mesozoic middle-crustal ductile channel flow : Evidences from deformation and metamorphism within sinian-paleozoic strata in hinterland of longmenshan foreland thrust belt. *Earth Science Frontiers*, 15(3) :186 – 198. ISSN 1872-5791. doi :10.1016/S1872-5791(08)60066-4. 2 citations pages 14 et 201
- Yan, Q, Hanson, A, Wang, Z, Yan, Z, Druschke, P, Wang, T, Liu, D, Song, B and Jiang, C (2004) Geochemistry and tectonic setting of the bikou volcanic terrane on the northern margin of the yangtze plate. *Acta Petrologica et mineralogical*, 23. Cité page 14
- Yan, Z, Wang, Z, Wang, T, Yan, Q, Xiao, W and Li, J (2006) Provenance and tectonic setting of clastic deposits in the devonian xicheng basin, qinling orogen, central china. *Journal of Sedimentary research*, 76(3) :557–574. Cité page 299
- Yang, J, Robinson, P, Jiang, C and Xu, Z (1996) Ophiolites of the kunlun mountains, china and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 258 :215–231. Cité page 27
- Yao, H, Beghein, C and van der Hilst, R (2008) Surface wave array tomography in se tibet from ambient seismic noise and two-station analysis — ii. crustal and upper-mantle structure. *Geophys. J. Int.*, 173 :205–219. 2 citations pages 99 et 100
- Yao, H, van der Hilst, R and de Hoop, M (2006) Surface-wave tomography in se tibet from ambient seismic noise and two station analysis : I. - phase velocity maps. *Geophys. J. Int.*, 166 :732–744. Cité page 67

- Yi, G, Yao, H, Zhu, J and van der Hilst, R (2008) Rayleigh-wave phase velocity distribution in china continent and its adjacent regions. *Chin. J. Geophys.-Chinese edition*, 51 :402–411. *Cité page 99*
- Yokoyama, M, Liu, Y, Halim, N and Otofujii, Y (2001) Paleomagnetic study of upper jurassic rocks from the sichuan basin : tectonic aspects for the collision between the yangtze block and the north china block. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3-4) :273–285. *Cité page 300*
- Yong, L, Rongjun, Z, Densmore, A, Wilson, C and Ellis, M (2006) The geology of the eastern margin of the qinghai-tibet plateau. *Beijing : Geological Publishing House*. 4 citations pages 118, 138, 139, et 147
- Yuan, C, Zhou, MF, Sun, M, Zhao, Y, Wilde, S, Long, X and Yan, D (2010) Triassic granitoids in the eastern songpan ganzi fold belt, sw china : Magmatic response to geodynamics of the deep lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3-4) :481 – 492. ISSN 0012-821X. doi :10.1016/j.epsl.2010.01.005. *Cité page 29*
- Zandt, G and Ammon, C (1995) Continental crust composition constrained by measurements of crustal poisson's ratio. *Nature*, 374(6518) :152–154. *Cité page 86*
- Zhang, H, Zhang, L, Harris, N, Lin, L, Yuan, H and Zhang, B (2006) U-pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in songpan-garze fold belt, eastern tibetan plateau : Constraints on petrogenesis, nature of basement and tectonic evolutio. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152 :75–88. doi : 10.1007/s00410-006-0095-2. *Cité page 29*
- Zhang, HF, Parrish, R, Zhang, L, Xu, WC, Yuan, HL, Gao, S and Crowley, QG (2007) A-type granite and adakitic magmatism association in songpan-garze fold belt, eastern tibetan plateau : Implication for lithospheric delamination. *Lithos*, 97(3-4) :323 – 335. ISSN 0024-4937. doi :10.1016/j.lithos.2007.01.002. *Cité page 29*
- Zhang, P, Shen, Z, Wang, M, Gan, W, Bürgmann, R, Molnar, P, Wang, Q, Niu, Z, Sun, J, Wu, J, Hanrong, S and Xinzhaio, Y (2004) Continuous deformation of the tibetan plateau from global positionning system data. *Geology*, 32 :809–812. 2 citations pages 16 et 35
- Zhang, Q, Wang, C, Liu, D, Jian, P, Qian, Q, Zhou, G and Robinson, P (2008) A brief review of ophiolites in china. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32 :308–324. *Cité page 27*
- Zhang, R, Niu, D, Huo, Y, Li, Y and Zhang, L (1992) Geological map of the qinling-daba mountains and adjacents region of people's republic of china. *Beijing : Geological Publishing House*, pp. scale 1 :1,000,000. 3 citations pages 118, 119, et 341

- Zhang, Z, Wang, Y, Chen, Y, Houseman, G, Tian, X, Wang, E and Teng, J (2009) Crustal structure across longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. *Geophys. Res. Lett.*, 36(L17310). doi :10.1029/2009GL039580. 3 citations pages 13, 14, et 88
- Zhang, Z, Yuan, X, Chen, Y, Tian, X, Kind, R, Li, X and Teng, J (2010) Seismic signature of the collision between the east tibetan escape flow and the sichuan basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(3-4) :254 – 264. ISSN 0012-821X. doi :10.1016/j.epsl.2010.01.046. 2 citations pages 99 et 100
- Zhao, J, Yuan, X, Liu, H, Kumar, P, Pei, S, Kind, R, Zhang, Z, Teng, J, Ding, L, Gao, X, Xu, Q and Wang, W (2010) The boundary between the indian and asian tectonic plates below tibet. *PNAS*, 107(25) :11,229–11,233. 3 citations pages 37, 97, et 336
- Zhao, W and Morgan, W (1987) Injection of indian crust into tibetan lower crust : a two dimensional finite element model study. *Tectonics*, 6(4) :489–504. Cité page 41
- Zhou, M, Ma, Y, Yan, D, Xia, X, Zhao, J and Sun, M (2006) The yanbian terrane (southern sichuan province, sw china) : A neoproterozoic assemblage in the western margin of the yangtze block. *Precambrian Research*, 144 :19–38. Cité page 201
- Zhou, MF, Yan, DP, Vasconcelos, PM, Li, JW and Hu, RZ (2008) Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the danba domal terrane, eastern margin of the tibetan plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(5-6) :414 – 427. ISSN 1367-9120. doi :10.1016/j.jseaes.2008.03.003. Cité page 298
- Zhu, L (2000) Crustal structure across the san andreas fault, southern california from teleseismic converted waves. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1) :183–190. Cité page 63
- Zhu, L and Kanamori, H (2000) Moho depth variation in southern california from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, 105(B2) :2969–2980. 8 citations pages 58, 65, 83, 84, 85, 86, 87, et 340
- Zou, D, Chen, L, Rao, R and Chen, Y (1984) On the triassic turbidite in the southern baryanhar mountains region. *Contribution to the Geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*, 15 :27–39. Cité page 6

# Table des figures

1.1	Carte Géologique de la Chine et localisation de la région des Longmen Shan (Selvaradjou <i>et al.</i> , 2005). . . . .	5
1.2	Schéma structural et toponymique simplifié de la région des Longmen Shan indiquant les grandes unités et les grandes structures géologiques de la région des Longmen Shan. XF : Faille de Xianshuihe, WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian. . . . .	7
2.1	a) Carte des pentes régionales moyennes de la région du plateau tibétain b) Carte topographique du Plateau Tibétain et c) coupes topographiques au travers de certaines bordures du plateau tibétain. La ligne noire représente le profil moyen, la zone grisé donne les altitudes maximales et minimales le long du profil et la courbe rouge indique l'évolution de la pente le long du profil (données etopo2, figure de Godard (2006)). . . . .	11
2.2	a) Données SRTM USGS 3" dans le bassin du Sichuan complétées par un DEM chinois pour les zones où les données USGS sont manquantes. b) Localisation des grandes structures géologiques et des différentes chaînes de montagnes qui bordent ce bassin intracratonique. ESFTB : Eastern Sichuan Fold and Thrust Belt, BF : Faille de Beichuan, WF : Faille de Wenchuan et LF : Faille de Longriba. Le rectangle rouge indique la région des Longmen Shan étudiée au cours de cette thèse. . . . .	12
2.3	Modèles crustaux proposés par Jiang and Jin (2005) pour expliquer les anomalies de Bouguer. Le contraste de densité choisi entre la croûte et le manteau est de $500 kg.m^{-3}$ . Le Moho présenterait une pente faible de 35km sous le bassin du Sichuan à environ 48km de profondeur sous le plateau tibétain. . . . .	13
2.4	Résultats à partir des données sismologiques présentés par Xu <i>et al.</i> (2007) concernant les deux stations sismologiques du réseau MIT localisées sous les Longmen Shan. Les profondeurs de Moho sont très différentes de part et d'autre des Longmen Shan ( $\sim 48km$ sous le bassin du Sichuan et $\sim 63km$ sous le plateau Tibétain). . . . .	14
2.5	Représentation du second invariant du tenseur des déformations modélisé à partir des données GPS et sismologiques (catalogue des CMT d'Harvard) et des valeurs de glissement sur les grandes failles localisées en Asie (le bloc Yangtze est considéré comme indéformable). Le plateau tibétain apparait comme une zone de déformation diffuse contrastant avec les autres zones de convergence (Kreemer <i>et al.</i> , 2003) . . . . .	15



2.6	Etude tomographique des ondes P dans la région des Longmen Shan à 100km de profondeur, montrant un contraste important dans la vitesse des ondes sismiques entre le craton du Yangtze et le plateau tibétain (Li <i>et al.</i> , 2006, 2008b; Burchfiel <i>et al.</i> , 2008). L'épicentre du séisme du Sichuan (12 Mai 2008) est indiqué, les séismes ( $M \geq 3$ ) localisés de 1964 à 2007 sont représentés par des cercles bruns (Engdahl <i>et al.</i> , 1998) alors que les répliques du séisme sont représentées par des cercles verts. . . . .	15
2.7	Comparaison de l'altitude, du raccourcissement enregistré par les données GPS, de la microsismicité et de la macrosismicité des chaînes himalayennes et des Longmen Shan. Le raccourcissement enregistré par les données GPS à travers les Longmen Shan est environ 10 fois plus faible que celui à travers l'Himalaya (Godard, 2006). . . . .	16
2.8	Localisation des épicentres des séismes avant le séisme du 12 Mai 2008 (période de 1970 à 2007). Données du Bureau Sismologique du Sichuan, Prof. Zhu Jieshou . . . . .	17
2.9	Localisation des répliques du séisme du Sichuan du 12 Mai 2008. La rupture s'est propagée vers le Nord-Est sur une distance de plus de 270km. . . . .	18
2.10	<b>a)</b> Carte de la région des Longmen Shan indiquant la rupture de surface utilisée pour les modélisations présentées dans cette figure. La répartition des répliques (cercles jaunes) et des séismes de magnitude supérieure à 4.7 ayant eu lieu dans cette région pendant le siècle dernier (cercles blancs) est indiquée. De plus, la localisation des stations GPS utilisées dans cette étude est aussi reportée. <b>b)</b> Géométrie de la faille utilisée pour l'inversion du glissement cosismique <b>c)</b> Distribution du glissement cosismique vue du Nord-Ouest, d'un angle d'élévation de $45^\circ$ . La rupture peut-être divisée en 2 zones de glissement majeur. <b>d)</b> Amplitude du mouvement inverse du glissement cosismique. <b>e)</b> Amplitude du mouvement dextre du glissement cosismique. Figure de Shen <i>et al.</i> (2009) modifiée . . . . .	20
2.11	Distribution du déplacement cosismique du séisme du Sichuan obtenu à partir des corrélations sub-pixels des images radars en amplitude. Les vecteurs indiquent le déplacement horizontal alors que l'échelle de couleur indique le déplacement dans le plan vertical. Les deux zones de glissement important sont bien visibles, ainsi que le mouvement principalement inverse pour le patch Sud-Ouest et transpressif dextre au Nord-Est. Enfin, au Nord-Est, du mouvement vertical est enregistré et associé à une rupture aveugle (ligne pointillée rouge). . . . .	21

2.12	Photographies des conséquences en surface du séisme de Wenchuan dans la région des Longmen Shan. a) Rupture de surface de plus de 2 mètres de décalage vertical sur la faille de Guanxian, dans la cour de l'école du village de Bailu. b) Rupture de surface d'environ 5 mètres sur la faille de Beichuan c) Rupture de surface sur la faille de Beichuan, indiquant un mouvement inverse et dextre d) Photographies prises quelques jours après le séisme, montrant des stries sur un plan de rupture de la faille de Beichuan, à proximité de Gaoyuan (escarpement de faille : N43NW85), photographie de Lung S. Chan. . . . .	22
2.13	Extrait de la carte structurale de l'Eurasie orientale mettant en évidence (en violet) les terrains affectés par l'orogénèse indosinienne et les sutures associées (Pubellier <i>et al.</i> , 2008). Les sutures d'Anyemaqen et de Garze-Litang (ou Jinsha) sont repérées. . . . .	25
2.14	a) Carte paléogéographique globale au début du Jurassique d'après Stampfli and Borel (2002) b) Carte schématique de reconstruction de la position des différents blocs continentaux et des océans pendant l'orogénèse Indosinienne dans la région des Longmen Shan (modifiée de Roger <i>et al.</i> (2008)).	26
2.15	a) Reconstitution paléogéographique proposée par Roger <i>et al.</i> (2008) et localisation des coupes géologiques présentées. b) et c) Coupes géologiques synthétiques montrant l'évolution tectonique de la chaîne de subduction triasique du Permien au Jurassique inférieur, pendant l'orogénèse Indosinienne. La double subduction de la Paléotéthys entraîne la formation de l'épais prisme d'accrétion du Songpan Garze. Une explication simplifiée des coupes est donnée dans le texte. QA : Qaidam, NC : Nord Chine, SC : Sud Chine et QT : Qiangtang. . . . .	27
2.16	Exemple de modèle géodynamique d'évolution de la bordure Est du plateau tibétain proposé par Burchfiel <i>et al.</i> (1995) et Burchfiel <i>et al.</i> (2008). Un flux de matériel peu visqueux au sein d'un chenal situé en croûte moyenne est perturbé par la présence du craton du Yangtze, agissant comme un bloc résistant, et induit un soulèvement de la surface localisé à la bordure du plateau tibétain. . . . .	30
2.17	Modèle de raccourcissement crustal proposé par Hubbard and Shaw (2009) et Hubbard <i>et al.</i> (2010) qui implique un enracinement jusqu'au Moho du système de failles structurant la chaîne des Longmen Shan. . . . .	31
2.18	Modèle de déformation à l'échelle lithosphérique proposé par Wilson <i>et al.</i> (2006). Ce modèle propose un important niveau de décollement entre la croûte supérieure et le reste de la lithosphère, en réactivant des structures crustales pré-cénozoïques. . . . .	32
2.19	Extrait de la carte structurale de l'Eurasie orientale et localisation des différents blocs et sutures majeures formant le plateau tibétain. Les âges indiqués sont les datations communément acceptées des mises en place des zones de sutures. (Pubellier <i>et al.</i> , 2008) . . . . .	34

2.20	Vecteurs GPS (mm/an) en considérant l'Eurasie stable, représentés sur une carte topographique (données gtopo30) de l'Asie. Les ellipses correspondent à l'erreur $1\sigma$ (Gan <i>et al.</i> , 2007). . . . .	35
2.21	Interprétation du profil sismologique Nord-Sud présenté dans la figure 2.23 d). La limite en profondeur entre les lithosphères indienne et tibétaine se situe à environ 450km au Nord des premiers reliefs de la chaîne Himalayenne (Nabelek <i>et al.</i> , 2009). La croûte inférieure indienne est subductée et partiellement éclogitisée (en vert). La présence de réflecteurs pentés au sein des manteaux indien et eurasiatique est indiquée (traits grisés), ce qui suggèrent un plongement de ces derniers. . . . .	36
2.22	a) Image tomographique obtenue à partir des ondes $Pn$ montrant une anomalie positive de vitesse dans le manteau lithosphérique au nord de la suture de Bangong, sous le bloc Qiangtang (Liang and Song, 2006) b) Directions des axes rapides et valeur du délai en secondes obtenu à partir de la biréfringence des ondes SKS et SKKS. La zone d'atténuation des ondes $Pn$ correspond à une zone d'anisotropie mantellique de direction Est Ouest importante (Zhao <i>et al.</i> , 2010). Les traits bleus sont une compilation des études préliminaires à celles effectuées par (Zhao <i>et al.</i> , 2010) alors que ceux estimés par ces auteurs sont en rouge. . . . .	37
2.23	Résultats d'études sismologiques utilisant la méthode des fonctions récepteurs sur les zones de transition crustale en bordure du plateau tibétain. a) Saut abrupt de Moho à la transition entre le bassin du Tarim et le plateau tibétain (Wittlinger <i>et al.</i> , 2004) b) Imagerie SRTM du plateau tibétain localisant les profils présentés. c) Imagerie crustale à travers les Kunlun Shan montrant un saut de Moho abrupt (Shi <i>et al.</i> , 2009) d) Mise en évidence du sous-placage d'une partie de la croûte indienne sous la partie Sud du plateau tibétain (Hetenyi, 2007; Nabelek <i>et al.</i> , 2009). La ligne pointillée noire et grise correspond au pointé du Moho. . . . .	38
2.24	Historique de l'altitude du plateau tibétain : Les courbes de couleur correspondent aux zones d'altitude supérieure à 4000m pour chaque âge correspondant. Il y a propagation du plateau vers le Nord et vers l'Est. Figure de Mulch and Chamberlain (2006) et Rowley and Currie (2006). . . . .	39
2.25	Schématisation du modèle d'épaississement crustal diffus d'après Hetenyi (2007). . . . .	40
2.26	Schématisation du modèle de flux crustal chenalisé simplifié à partir des résultats de Beaumont <i>et al.</i> (2004) . . . . .	41
2.27	Schématisation du modèle de sous-placage d'après (Hetenyi, 2007). . . .	41
2.28	Schématisation du modèle de subductions continentales d'après (Hetenyi, 2007). . . . .	42

3.1	Carte topographique du plateau tibétain où sont indiquées les localisations des stations des grandes expériences de sismologie passive s'étant déroulées depuis 1991. Les expériences franco-chinoises sont indiquées en rouge, les expériences sino-américaines en bleu et les stations permanentes sont en noir. Le projet initial de localisation des stations du projet Longmen Shan est encadré en blanc. . . . .	47
3.2	Carte de localisation des stations sismologiques représentées par des triangles de l'expérience Longmen Shan. Le fond de carte est un schéma structural simplifié de la région des Longmen Shan. . . . .	48
3.3	Fonctionnement des 36 stations du réseau Longmen Shan. Les étoiles correspondent à l'installation des stations. Les zones grisées indiquent les missions de terrains d'installation, de maintenance et de désinstallation des stations. . . . .	50
3.4	Photographies des composants d'une station sismologique. a) Photographie d'une station avec un enregistreur Minititan 3X-T complète. b) Photographie de quelques éléments d'une station Minititan 3X-T dans une boîte en plastique typiquement utilisée pour cette mission. c) Photographie en place des panneaux solaires et récepteur GPS. d) Photographie d'un enregistreur de type Reftek-72A et de l'installation d'un sismomètre large-bande de type STS-2. . . . .	51
3.5	Exemple de 2 fiches de stations réalisées pour le réseau sismologique Longmen Shan. . . . .	53
3.6	Gravimètre utilisé de la marque Lacoste et Romberg a. Vue de profil du gravimètre b. Vue de dessus du gravimètre. Figure de Chan (2008). . . .	54
3.7	a) Carte des anomalies de Bouguer calculées à partir du profil de microgravimétrie déployé à travers les Longmen Shan et complétées par les mesures publiées de Jiang and Jin (2005). Chaque donnée disponible est localisé par un cercle noir. Les stations sismologiques du réseau Longmen Shan sont localisées. b) Localisation du trait de projection des données gravimétriques sur un carte topographique des Longmen Shan et projection des données microgravimétriques en fonction de la distance en kilomètres le long du profil (Chan, 2008). . . . .	55
3.8	Principe de la méthode des fonctions récepteurs pour un modèle simple de vitesse à une couche : quand une onde P incidente traverse une interface caractérisée par un contraste de vitesse, une onde convertie est créée (PS) et est principalement observée sur la composante radiale du sismomètre. .	57
3.9	Principe de la méthode de déconvolution itérative en domaine temporel (Ligorria and Ammon, 1999), figure modifiée de Vergne <i>et al.</i> (2002). . .	59
3.10	Tracé des fonctions récepteurs en fonction du back-azimuth, à 3 stations du réseau Longmen Shan. La station DUJ est située dans le bassin du Sichuan alors que L212 et MAR sont localisées dans le Songpan Garze. .	62

3.11 Représentation schématique de la migration des fonctions récepteurs en appliquant la méthode du <i>ccp</i> . Le paramètre de rai est considéré constant le long du trajet. Figure d'après Hetenyi (2007) . . . . .	63
3.12 Migration des phases <i>PS</i> en utilisant deux modèles de vitesse différents, indiqué à droite de la section migrée. a) Migration en utilisant un modèle IASP-91 avec un Moho placé à 70km de profondeur b) Migration en utilisant un modèle de vitesse issu de Lou <i>et al.</i> (2008). Les courbes grises correspondent au pointé de la profondeur du Moho sur la migration avec le modèle de type IASP-91. . . . .	64
3.13 Exemple de sortie graphique du logiciel GRANOM. a) Topographie le long du profil obtenue à partir des données SRTM b) Anomalie de Bouguer observée et modélisée c) Résidu entre l'anomalie de Bouguer observée et l'anomalie modélisée d) Modèle de densité utilisé indiquant la géométrie des différents polygones. . . . .	66
3.14 Représentation des enveloppes de cross-corrélation (composantes verticale et transverse) filtrées par une gaussienne de largeur de 15 secondes de la station L100. Les pointillés rouges représentent des ondes se propageant à 2 et 4 $km.s^{-1}$ . . . . .	68
3.15 Diagramme FTAN pour un couple de station. La figure de gauche a été réalisée à partir des cross-corrélations verticales, la courbe noire est la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh. La figure de droite a été réalisée à partir des cross-corrélations transverses, ce qui permet d'obtenir la courbe de dispersion des ondes de Love (courbe noire). La courbe pointillée blanche indique la période de coupure des courbes de dispersion (calculée en fonction de la distance entre les stations). . . . .	69
3.16 Schéma simplifié indiquant le trajet des ondes SKS, PKS et PKKS dans la Terre, seuls le noyau et le manteau sont considérés. Modifiée de Wustefeld (2007). . . . .	71
3.17 Exemple de calcul de l'anisotropie à partir des méthodes de rotation-corrélation (Bowman and Ando, 1987) et de minimisation d'énergie (Silver and Chan, 1991) implémentées dans le logiciel SPLITLAB pour un séisme enregistré à la station L207. Les cadrans de a) à d) représentent les résultats de la méthode de rotation-corrélation alors que les cadrans e) à h) représentent les résultats de la méthode de minimisation d'énergie. . . . .	72
3.18 Projection des épicentres des télé-séismes utilisés dans cette étude. La couleur est fonction de la profondeur et la taille du cercle dépend de la magnitude. . . . .	73



3.19	Bloc 3D de l'image migrée des phases <i>PS</i> le long du profil sismologique. La topographie est drappée sur la partie supérieure (données SRTM USGS). La moyenne des fonctions récepteurs radiales de la station de MAR est représentée séparément car cette station est éloignée du profil. Un important saut de Moho est imagé à l'aplomb de la zone de cisaillement de Wenchuan. XF : Faille de Xianshuihe, WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian. . . . .	74
3.20	Résultats de la modélisation des anomalies de Bouguer sur le profil Longmen Shan en prenant en compte la géométrie crustale imagée par la méthode des fonctions récepteurs. Un saut de Moho abrupt est compatible avec les données d'anomalie de Bouguer, la modélisation des anomalies de Bouguer est meilleure en prenant en compte la présence d'une couche de plus faible densité au niveau du bassin du Sichuan. . . . .	75
3.21	Migration des phases <i>SP</i> le long du profil Longmen Shan (filtre à 0.3 Hz). Le rouge correspond à une augmentation de l'impédance avec la profondeur et le bleu à une diminution d'impédance avec la profondeur. L'interface positive passant d'environ 65km à 50km de profondeur correspond au signal du Moho. . . . .	76
3.22	Images migrées des différentes phases converties utilisées pour effectuer la sommation non linéaire, le rouge correspond à une augmentation de l'impédance avec la profondeur et le bleu à une diminution d'impédance avec la profondeur. a) <i>PS</i> filtrée à 1Hz , b) <i>SP</i> filtrée à 0.3 Hz et c) <i>PpS</i> filtrée à 0.3 Hz d) Résultat de la sommation non linéaire où l'interface correspondant au Moho est indiquée. . . . .	78
3.23	Représentation des fonctions récepteurs radiales et transverses sommées pour les stations L201 à L205 en fonction du back-azimuth. Les conversions associées au toit de la croûte inférieure et au Moho sont indiquées. . . . .	79
3.24	Représentation des fonctions récepteurs radiales et transverses sommées pour les stations L201 à L205 en fonction du back-azimuth. Les fonctions récepteurs modélisées sont représentées (anisotropie de 8%, de direction <i>N90</i> et de pendage de 45° dans ce cas). Sur la figure de gauche, le chiffre à côté de chaque fonction récepteur est le nombre de fonctions récepteurs qui ont été moyennées pour calculer la fonction récepteur moyenne. Les fonctions récepteurs moyennées sont donc de meilleure qualité pour des back-azimuths compris entre 0 et 200°, où le nombre de fonctions récepteurs utilisé est supérieur à 25. . . . .	81
3.25	. . . . .	82
3.26	Mesure du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ selon la méthode de Kind <i>et al.</i> (2002). Les courbes pointillées noires correspondent aux pointés de profondeur du Moho. a) Résultat de la migration des ondes <i>PS</i> filtrées à entre 0.05 et 1Hz b) Résultat de la migration <i>PpS</i> entre 0.05 et 0.3 Hz c) Évolution des rapports $\frac{V_P}{V_S}$ le long du profil. . . . .	84

3.27	Mesure du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ selon la méthode de Zhu and Kanamori (2000) pour les stations sismologiques CD2 (bassin du Sichuan) et L207 (Songpan Garze).	85
3.28	Tableau des profondeurs de Moho et rapports $\frac{V_P}{V_S}$ obtenus pour les stations du réseau Longmen Shan en appliquant la méthode de Zhu and Kanamori (2000) . . . . .	86
3.29	Graphiques des profondeurs de Moho et des rapports $\frac{V_P}{V_S}$ obtenus pour les stations du réseau Longmen Shan selon la méthode de Zhu and Kanamori (2000). La courbe noire représente l'évolution du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ obtenu en appliquant la méthode de Kind <i>et al.</i> (2002). . . . .	87
3.30	Compilations des profondeurs de Moho et des rapports $\frac{V_P}{V_S}$ de différentes études à proximité de l'expérience sismologique des Longmen Shan (Wang <i>et al.</i> , 2010b, 2007b; Xu <i>et al.</i> , 2007) ainsi que les données obtenues au cours de cette étude. Une interpolation de ces données a été réalisée. Les données sont drappées sur le SRTM 3" de la région et les grandes failles sont indiquées. . . . .	89
3.31	Interpolation des rapports $\frac{V_P}{V_S}$ de différentes études en bordure Est du plateau tibétain (Wang <i>et al.</i> , 2010b, 2007b; Xu <i>et al.</i> , 2007) ainsi que les données acquises au cours de cette étude. Les données sont drapées sur le SRTM 3" de la région, les grandes failles sont indiquées. BF : Faille de Beichuan, WF : Faille de Wenchuan, WF : Faille de Xianshui He et LF : Faille de Longriba. . . . .	90
3.32	a) Image de tomographie de bruit sismique des ondes de Rayleigh pour le réseau Longmen Shan. b) Nombre de données disponibles par bloc du milieu discrétisé, ce qui permet d'estimer au premier ordre la résolution de la figure a). . . . .	92
3.33	a) Image de tomographie de bruit sismique des ondes de Love b) Nombre de données disponibles par bloc du milieu discrétisé pour l'inversion. . . .	93
3.34	Courbes de dispersion des ondes de Rayleigh obtenues pour 3 blocs, à partir de l'image tomographique de la figure 3.32. Les cercles bleus représentent la courbe de dispersion moyenne pour le bassin du Sichuan. Les carrés bleus correspondent à celle du bloc Longmen Shan (entre 80 et 120km sur l'image 3.32) et les cercles rouges sont les points de la courbe de dispersion moyenne du bloc du Songpan Garze. . . . .	94
3.35	Résultats de la modélisation directe des courbes de dispersion pour le bloc SGP en utilisant le logiciel <i>Computer Programs in Seismology</i> (Herrmann and Ammon, 2002; Herrmann, 2007) . . . . .	95
3.36	Résultats SKS et autres données publiées (Lev <i>et al.</i> , 2006; Wang <i>et al.</i> , 2007a). . . . .	98
3.37	Imagerie des interfaces profondes à partir de la méthode aux fonctions récepteurs à partir des données des stations Longmen Shan et des pointés des différentes interfaces visibles sur l'image migrée. . . . .	99

4.1	Localisation des arrêts effectués lors des différentes missions dans la région des Longmen Shan. Les grandes failles sont indiquées : GF : Faille de Guanxian, BF : Faille de Beichuan, WF : Faille de Wenchuan, XF : Faille de Xianshui He, LF : Faille de Longriba. Les tracés des différentes failles ont été effectués à partir des données de nos données de terrain et de celles de Burchfiel <i>et al.</i> (1995). . . . .	107
4.2	Capture d'écran du logiciel ARCGIS montrant le fond topographique de la région des Longmen Shan, la rupture de surface du séisme du 12 Mai 2010 ainsi qu'une carte géologique géoréférencée (Carte chinoise au 1/200 000 de Xiaojin). . . . .	108
4.3	Capture d'écran du logiciel ARCGIS montrant la fonction de liaison permettant d'afficher directement les photos de terrain à partir d'ARCGIS ainsi que l'affichage des données structurales mesurées sur le terrain . . .	109
4.4	Capture d'écran du logiciel ARCGIS montrant comment ont été traitées certaines données de pétrologie métamorphique, telle que les températures obtenues par la méthode RSCM (ainsi que l'interpolation de ces données), ou l'occurrence d'un minéral donné. . . . .	109
4.5	Diagramme P-T présentant les principaux faciès métamorphiques, modifié d'après Bousquet <i>et al.</i> (2008) par Dubacq (2008) . . . . .	111
4.6	A. Schématisation des processus de graphitisation des matériaux carbonnés. B. Représentation de la décomposition d'un spectre Raman d'un matériau carboné désordonné indiquant les bandes de défauts utilisées. C. Exemple de spectres de différents échantillons présentant des grains de matière organique plus ou moins graphitisés en fonction de la température. Figure modifiée de (Lahfid, 2008; Yamato, 2006) . . . . .	113
4.7	Diagramme P-T présentant 64 réactions impliquant quartz, eau et les pôles purs de chlorites (clinochlore, Mg-Amésite, Fe-Amésite, sudoite et daphnite) et les pôles purs de phengites (Al-céladonite, Fe-céladonite, muscovite et pyrophyllite) pour les compositions indiquées en pourcentage pondéral dans l'encadré. Figure de de Andrade (2006). . . . .	115
4.8	Carte structurale simplifiée du Bassin du Sichuan et des régions environnantes. NCB : Bloc Chine du Nord, SCB : Bloc Chine du Sud, SGT : Bloc Songpan Garze, QB : Bassin du Qiadam, QT : Bloc Qiangtang, LT : Bloc Lhasa, DT : Bloc Dongnanya, ICT : Bloc Indochine, ST : Bloc Simao, ATF : Faille de l'Altyn Tagh, NQT : Bloc Nord Qinling, EQTS : Zone de faille de l'Est Qinling, BT : Bloc Bikou, FD : Dome de Foping, SD : Dome de Shenlongjia, HD : Dome d'Hannan, FTB : fold-thrust belt, MO : Ophiolite de Mianlue, AO : Ophiolites d'Anyemaqen. Modifié de Cheng (1990); Zhang <i>et al.</i> (1992) et Meng <i>et al.</i> (2005) . . . . .	119

4.9	Coupe géologique à travers le bassin du Sichuan mettant en évidence les déformations affectant les sédiments du bassin du Sichuan (Hubbard <i>et al.</i> , 2010). Au niveau des Longmen Shan, la base du Trias supérieur est considérée comme un niveau de décollement préférentiel. . . . .	120
4.10	Affleurements du socle et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Sichuan. Notons dans notre étude que le massif du Xuelong Bao est considéré comme un bloc de socle. . . . .	122
4.11	Photographie de deux faciès observés dans le socle a) Évidence de magmatisme bimodal dans le massif du Pengguan b) Filons doléritiques dans un granite du massif de Baoxing. . . . .	123
4.12	Photographies de faciès des sédiments sinien. a) Affleurement de calcaires blancs massifs sinien correspondant à la formation Doushantou (Arrêt LM09-51). b) Niveau à stromatolithes de cette même formation (Arrêt LM09-110). . . . .	123
4.13	Carte des affleurements des sédiments sinien et niveaux correspondants dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Yangtze. . . . .	124
4.14	Carte des affleurements des sédiments cambriens et ordoviciens et niveaux correspondants dans les logs stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze. . . . .	125
4.15	Photographie d'un affleurement de sédiments cambriens-ordoviciens (Arrêt LM09-221) . . . . .	126
4.16	Carte des affleurements des sédiments siluriens et niveaux correspondants dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze . . . . .	127
4.17	Photographies de faciès de sédiments siluriens d'affinité Songpan Garze. a) Affleurement de sédiments affectés par une déformation ductile au Nord-Ouest du massif du Pengguan. b) Plis dans les schistes siluriens. c) Pédon- cule de crinoïde fossile observée dans les séries siluriennes. . . . .	128
4.18	Carte des affleurements des sédiments dévoniens et carbonifères et niveaux correspondants dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze. . . . .	129
4.19	Photographies de faciès de sédiments dévoniens a) Affleurement de sédiments dévoniens d'affinité Yangtze dans une klippe de l'avant-pays des Longmen Shan (Arrêt LM09-126) b) Sédiments de type flyschs d'âge Dévo- nien d'affinité Songpan Garze présentant des alternances de bancs calcaires et de bancs gréseux. (Arrêt LM09-98). . . . .	130
4.20	Carte des affleurements des sédiments permien et niveaux correspondant dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze. . . . .	131
4.21	Photographies de faciès Permien a) Affleurement de calcaires dolomitiques blancs massifs b) Fossile de fusuline (foraminifère courant dans les séries du Carbonifère moyen au Permien). . . . .	132

4.22	Carte des affleurements des sédiments triasiques et niveaux correspondant dans les log stratigraphiques des sédiments d'affinité Yangtze et Songpan Garze. . . . .	133
4.23	Photographies de Trias d'affinité Yangtze. a) Ripples marks indiquant un milieu de sédimentation peu profond b) Alternance de bancs calcaires décimétriques et de niveaux marneux riches en matière organique c) Feuilles fossilisées marquant un environnement de sédimentation continentale. . .	134
4.24	Photographies de Trias de l'allochtone, d'affinité Songpan Garze a) Pli faillé dans les flyschs triasiques, à proximité de la ville de Songpan b) Photographie des plis serrés et schéma interprétatif (figure de Godard (2006)).	135
4.25	Affleurements des sédiments Jurassiques et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Sichuan . . . . .	136
4.26	Photographie de séries clastiques jurassiques observées sur le terrain. Des niveaux conglomératiques grossiers sont observés, ainsi que des grès rouges : les "red bed". . . . .	137
4.27	Affleurements des sédiments crétacés et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Yangtze. . . . .	138
4.28	Photographie d'un conglomérat du Crétacé au niveau du front de chaîne des Longmen Shan (Arrêt LM08-17). . . . .	139
4.29	Affleurements des sédiments tertiaires et quaternaires et niveaux correspondant dans le log stratigraphique des sédiments d'affinité Yangtze. . .	140
4.30	Photographie d'un conglomérat d'âge Eocene observé en bordure du bassin du Sichuan, dans le front de chaîne des Longmen Shan (Arrêt LM09-114).	140
4.31	Logs stratigraphiques synthétiques de la région des Longmen Shan. . . .	142
4.32	Schéma stratigraphique simplifié des sédiments de la région des Longmen Shan réalisé à partir des données stratigraphiques et de sismique. . . . .	143
4.33	Schématisation des niveaux de décollement sur le schéma stratigraphique des sédiments de la région des Longmen Shan. Les observations de terrain et des données de lignes sismiques ont été utilisés pour localiser les niveaux de décollement. . . . .	144
4.34	Données SRTM représentées en 3D pour 3 zones du Nord au Sud des Longmen Shan. La chaîne présente d'importantes variations morphologiques du Nord au Sud. . . . .	146
4.35	Carte géologique de la région des Longmen Shan effectuée au cours de cette thèse. Une carte de plus grande taille est disponible en planche hors texte.	149
4.36	Coupes géologiques de la région des Longmen Shan effectuées au cours de cette thèse et schéma de localisation. . . . .	151
4.37	Pics de température obtenus dans la région des Longmen Shan à partir de la méthode RSCM, représentés sur les données SRTM. Au premier ordre, un saut de température majeur existe entre les sédiments d'affinité Songpan Garze et ceux de la chaîne d'avant-pays et du bassin du Sichuan. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian.	152



4.38	Tableau regroupant les températures maximales calculées à partir de la méthode RSCM. . . . .	153
4.39	Pics de températures obtenus dans la région des Longmen Shan à partir de la méthode RSCM, représentés sur le SRTM 3" de la région et interpolé avec une méthode de kriging. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian . . . . .	154
4.40	Interpolation des pics de températures obtenus par la méthode RSCM et localisation des occurrences de chlorites (en vert) et de micas blancs (en blanc) dans nos échantillons. La majorité des échantillons de la région des Longmen Shan sont métamorphisés dans le faciès schiste vert. Les zones blanches représentent les affleurement de socle ou de granites, dans lesquelles nous n'avons pas estimé la température maximale atteinte. Les micas observés dans le bassin du Sichuan sont des micas détritiques. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian. . . . .	155
4.41	Interpolation des pics de températures obtenus par la méthode RSCM et localisation des occurrences de biotites dans nos échantillons. Les carrés noirs localisent les échantillons contenant de la biotite alors que les carrés blancs représentent les échantillons dépourvus de biotite. La forte corrélation entre l'isotherme $\sim 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ et la présence de biotites est interprétée comme étant associée au pic thermique ayant affecté la chaîne. Les biotites observées dans la chaîne d'avant-pays sont détritiques. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian. . . . .	156
4.42	Interpolation des pics de températures obtenus par la méthode RSCM et localisation des occurrences de grenats dans nos échantillons. Les pentagones noirs localisent les échantillons contenant des grenats alors que les pentagones blancs représentent les échantillons dépourvus de grenat. Les échantillons présentant des grenats dans leur paragénèse sont localisés dans la zone de cisaillement de Wenchuan et au niveau du complexe métamorphique de Danba. WF : Faille de Wenchuan, BF : Faille de Beichuan et GF : Faille de Guanxian. . . . .	157
4.43	Orientations des $S_0/S_1$ et des $S_1/S_2$ dans la chaîne des Longmen Shan représentées sur le schéma structural simplifié drapé sur les données SRTM. Les données publiées d'Harrowfield and Wilson (2005) sont représentées (figure de Robert <i>et al.</i> (2010a)). . . . .	158
4.44	Photographie du front de la chaîne des Longmen Shan prise à environ 400m du front de la chaîne. On observe des hauts reliefs en arrière-plan. . . . .	159
4.45	Coupe géologique de ShengYuan mettant en évidence les couches sédimentaires du bassin du Sichuan redressées au niveau du front de chaîne. Cette structuration est typique des zones triangulaires. Localisation : coupe 4 de la figure 4.48. . . . .	160

4.46 Photographies aux arrêts GPS LM09-115 et LM08-19 localisés sur la coupe 4.45. a) A l'arrêt LM08-19 : observation d'un chenal basculé dans les conglomérats et micro-conglomérats jurassiques. b) Arrêt LM09-115, au front de la chaîne, les conglomérats tertiaires sont basculés ( $S_0 \sim N35E22$ ). . . . .	160
4.47 Schématisation en 3 dimensions de la zone triangulaire dans la zone de Shenyuan (au Sud des Longmen Shan). Le soulèvement de la bordure du bassin se fait passivement. . . . .	161
4.48 Compilation de lignes sismiques imageant la zone triangulaire. La localisation de ces lignes est reportée sur la carte géologique éclaircie (rotation de $45^\circ$ ). (Liu <i>et al.</i> , 2006; Jia <i>et al.</i> , 2006; Wang <i>et al.</i> , 2007b; Jia <i>et al.</i> , 2009; Wenzheng <i>et al.</i> , 2009; Hubbard and Shaw, 2009; Hubbard <i>et al.</i> , 2010). . . . .	162
4.49 Carte indiquant la répartition géographique des deux grands groupes structuraux constituant la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan. La localisation des 4 zones qui seront étudiées dans la partie suivante est indiquée. . . . .	163
4.50 Image LANDSAT MrSID drapée sur les données SRTM dans le secteur de SanJiang, au Sud des Longmen Shan. Les grandes failles sont reportées, ainsi quelques tracés de bancs. Trois zones peuvent être distinguées : la bassin du Sichuan et son relief faible, la chaîne d'avant-pays présentant des variations de pendages et les zones plus internes formées par des bancs fins redressés. . . . .	164
4.51 Carte géologique drapée sur les données SRTM et Landsat de la chaîne d'avant-pays à proximité du village de SanJiang. Les localisations des points GPS présentés dans la suite de cette partie sont reportés sur cette carte. . . . .	165
4.52 Coupes géologiques d'orientation NW-SE à travers la chaîne d'avant-pays, dans le secteur de SanJiang a) Coupe géologique de terrain dans le secteur de SanJiang b) Coupe géologique interprétée en profondeur. Ces coupes mettent en évidence une première phase de déformation de type thin-skin ensuite affectée par des déformations de type thick-skin. . . . .	166
4.53 Photographies des affleurements LM08-28 et LM08-31. <b>a)</b> Sédiments triasiques fortement déformés en base de klippe (LM08-31) <b>b)</b> Calcaires massifs permien peu déformés dans la klippe (LM08-28). Le groupe inférieur (sédiments triasiques) est donc plus déformé que les sédiments permien formant les klippes. . . . .	167
4.54 Photographies des affleurement des arrêts LM09-126 et LM09-127 montrant des affleurement de calcaires gris dévoniens très redressés dans les klippes. . . . .	168
4.55 Photographie des affleurements LM09-141 et LM09-145, localisés dans les sédiments triasiques du groupe inférieur, en position de fenêtre. a) A l'arrêt LM09-141, un grand plan de ripple marks redressé est observé b) Les sédiments triasiques sont redressés et plissés. . . . .	168

4.56	Image LANDSAT MrSID drapée sur les données SRTM et localisation des klippes et de quelques chevrons apparents sur l'image landsat. . . . .	170
4.57	Carte géologique de la chaîne d'avant-pays à proximité de Dujiangyan (rotation de 45°) . . . . .	171
4.58	Présentation des 3 coupes géologiques (d'après nos carnets de terrain) localisées sur la carte géologique de la zone centrale des Longmen Shan. Les sédiments du groupe supérieur (formant les klippes) sont plissés et déformés alors que ceux formant l'unité inférieure présentent des plis souvent déversés à vergence NW. . . . .	172
4.59	Photographies de l'affleurement à l'arrêt LM08-61 montrant les grès rouges jurassiques basculés et une figure d'échappement dans les calcaires à passées riches en matières organiques du Trias (arrêt LM07-126) indiquant que la série est normale et basculée d'environ 45° vers le Sud-Est. . . . .	173
4.60	Photographie des affleurement LM07-129 et LM09-200 montrant le plissement important affectant les sédiments triasiques du groupe inférieur affleurant au Nord-Ouest de la faille de Guanxian. . . . .	174
4.61	Panorama à l'arrêt LM09-198 dans une klippe. Les traits rouges surlignent les stratifications observées. Les sédiments permien au sein des klippes sont plissés. . . . .	175
4.62	Coupe géologique de la chaîne d'avant-pays dans la zone centrale des Longmen Shan proposée par Chen and Wilson (1996). . . . .	175
4.63	Coupe géologique a) de terrain b) interprétée en profondeur (extrait de la coupe globale de Sanjiang) dans la zone centrale des Longmen Shan, au niveau de la ceinture de klippes. Ces coupes permettent de retrouver la chronologie des déformations affectant la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan dans cette région. . . . .	176
4.64	Carte géologique du secteur d'HanWang. La faille de Beichuan sépare le massif du Pengguan et la chaîne d'avant-pays et est associée à plusieurs écailles comprenant des sédiments sinien et permien. Les sédiments du groupe supérieur sont plissés et chevauchent les sédiments triasiques du groupe inférieur. Au front, la faille de Guanxian marque le front de la chaîne. Les localisations des différents points GPS qui seront détaillés dans la suite de cette partie sont indiquées sur cette carte. La légende est identique à celle de la carte géologique (figure 4.35). . . . .	177
4.65	Photographie d'un affleurement de sédiments triasiques gréseux à passées calcaires au point GPS LM08-52 ( $S_0 = N25NW70$ ). . . . .	178
4.66	Panorama de l'affleurement au point GPS LM08-54, au contact entre les sédiments dévoniens et permien de l'écaille d'Hanwang, à proximité du contact avec le groupe inférieur que se trouve écaillé à cet arrêt. . . . .	180
4.67	Photographie de l'affleurement à l'arrêt LM09-21 qui permet d'observer le contact normal entre les sédiments dévoniens et permien du groupe supérieur. . . . .	181

4.68	Photographie de l’affleurement au point GPS LM08-55 montrant les sédiments dévoniens du groupe supérieur formant un grand synforme déjeté.	181
4.69	Coupes géologiques selon la direction NW-SE à travers le secteur d’Han-Wang a) Coupe de terrain b) Extrait de la coupe interprétée (extrait de la coupe globale de SanJiang). Les klipptes se sont mises en place sur des sédiments triasiques antérieurement plissés. La dernière phase de déformation de type thick-skin, affecte la structure de l’ensemble de la chaîne d’avant-pays.	182
4.70	Carte géologique de la zone de la nappe de Tangwanzhai drapée sur les données SRTM. BF : Faille de Beichuan, GF : Faille de Guanxian. Les groupes A et B de l’unité supérieure sont indiqués sur le schéma en bas à droite. La légende est identique à celle de la carte géologique (figure 4.35).	184
4.71	a) Coupe géologique effectuée à partir de nos données de terrain b) Interprétation des données de sismique réflexion proposée par Jia <i>et al.</i> (2006)	185
4.72	Panorama de l’arrêt LM07-101 mettant en évidence la déformation dans les sédiments triasiques à proximité du contact avec les sédiments jurassiques.	186
4.73	Sédiments continentaux jurassiques affleurant au front Nord de la nappe de Tangwanzhai (Arrêt LM04-183).	187
4.74	Tracé de la faille de Beichuan et localisation des 3 zones étudiées sur le schéma structural des Longmen Shan drapé sur les données SRTM.	189
4.75	Photographies de terrain de l’expression en surface de la faille de Beichuan dans le secteur de Dujiangyan (localisation figure 4.74). A gauche, photographie de la rupture de pente associée à la faille de Beichuan et à droite, photographie de la zone mylonitique au contact avec les sédiments triasiques.	191
4.76	Photographies de roches échantillonnées dans la zone de faille de Beichuan : A gauche, photographie d’une veine dans le faciès schiste vert, probablement associée au fonctionnement de la faille de Beichuan et à droite, photographie d’une cataclasite dans la faille de Beichuan.	191
4.77	Image SPOT 5 du secteur de Qing Ping	192
4.78	Carte géologique détaillée de la région de Qing-Ping drappée sur l’image SPOT 5. On note que le front de la faille de Beichuan montre une structure de détail complexe avec une diverticulisation (écaille de Permien, Trias et Dévonien). La faille de Beichuan ne passe pas exactement au contact du massif cristallin et de la courbure sédimentaire.	193
4.79	Panorama au l’arrêt LM08-56, montrant la trace de la rupture de surface du séisme du 12 Mai 2008	194
4.80	Miroir de faille inverse (N45 90 pitch 80NW)	194
4.81	Panorama montrant le chevauchement du Sinien sur les sédiments Dévoniens	195
4.82	<b>a.</b> Photographie prise dans le massif du Pengguan où le débit observé dans le granite est bien visible <b>b.</b> Photographie des sédiments sinien à proximité du massif du Pengguan montrant une stratification redressée	196
4.83	Carte géologique du secteur de QiaPing drappée sur les données SRTM.	197

4.84	Déformation affectant les sédiments Siluriens de l'arrêt LM09-12, montrant une schistosité importante et redressée. . . . .	198
4.85	Carte dans la zone de cisaillement de Wenchuan, autour du massif du Xuelong Bao indiquant la distribution des isogrades métamorphiques, des auréoles de métamorphisme de contact et la zone de rétrogradation en faciès schistes verts. Figure de Worley and Wilson (1996) . . . . .	201
4.86	a) Carte géologique détaillée de la région de Gengda drappée sur l'image Landsat et SRTM 3". Les indications de pendage sont indiquées. b) Coupe géologique détaillée de la zone de Gengda, les principaux arrêts traités dans la suite du manuscrit sont localisés. . . . .	204
4.87	Diagrammes stéréographiques des mesures de stratigraphie et de schistosités dans la zone de Gengda. Les $S_0$ et les $S_1$ présentent des pendages et des directions variables, à l'inverse, les $S_2$ sont très redressées et de direction $\sim N20$ . La $S_2$ est une schistosité de plan axial des plis affectant la $S_1$ . . .	205
4.88	Représentation cartographique des linéations minérales et d'étirement dans le secteur de Gengda. Ces linéations se parallélisent à la direction N45 dans la zone de faille de Wenchuan, alors qu'elles sont obliques en s'éloignant de la zone de faille. L'activation tardive avec un mouvement dérochant de la zone de faille de Wenchuan par rapport à l'arrivée de la nappe du Songpan Garze est imprimée dans les linéations minérales et d'étirement. . . . .	206
4.89	Localisation des maximas thermiques obtenus à partir de la méthode RSCM et des occurrences minéralogiques dans le secteur de Gengda. . . .	207
4.90	Coupe de terrain de la partie Ouest de l'écaille au contact du massif du Pengguan localisant les différents échantillons. . . . .	210
4.91	Photographies de la lame LM04-52 (Lumière Naturelle à gauche et Lumière Polarisée Analyisée à droite). Les biotites sont antérieures à la schistosité $S_1$ portée par les micas blancs et associée à des plans de cisaillement $C_1$ . . . . .	211
4.92	Photographies de la lame LM04-59 montrant la paragenèse à Quartz-Calcite-Chlorite-Phengite (Lumière Naturelle à gauche et Lumière Polarisée Analyisée à droite). Les cristaux de chlorite et de phengite sont étirés, synchrones et portent la foliation. . . . .	211
4.93	Analyses chimiques des chlorites de la lame LM04-59 a) Diagramme du $xMg$ en fonction de la quantité de $Si^{4+}$ de la formule structurale des chlorites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Chlinochlore + Daphnite et Sudoite des chlorites afin de mettre en évidence les différentes substitutions. . . . .	212
4.94	Analyses chimiques des phengites de la lame LM04-59. a) $xMg$ en fonction de la quantité de $Si^{4+}$ de la formule structurale des phengites. b) Diagrammes triangulaires en fonction des pôles pyrophyllite, paragonite, céladonite et muscovite des phengites. . . . .	213



4.95 Résultats Chlorites-Phengites-Quartz-Eau sur la lame LM04-59. Les droites bleues sont les droites PT d'équilibre des phengites suivant l'équilibre Phengite+Quartz+Eau. Les équilibres obtenus en accord avec les courbes d'hydratation des phengites sont indiqués par des points gris eainsi que la-e résidu (plus le résidu est faible et meilleur est l'équilibre). Les équilibres entre chlorites et phengites pour 2 couples sont représentés. . . . .	214
4.96 Schématisation de structures SC observées à l'arrêt LM07-189 . . . . .	216
4.97 a) Photographie d'un affleurement à proximité de l'arrêt LM04-63 montrant les bandes S-C à l'échelle macroscopique. Le mouvement mesuré est du haut vers le Sud-Est. b) Zoom de cet affleurement montrant bien les structures SC. . . . .	217
4.98 Photographie de la lame LM04-63 montrant les bandes SC, ainsi que la fracturation et le décalage d'un grain de quartz. Les chlorites et les quelques phengites sont étirées dans la foliation (échantillon non orienté). . . . .	218
4.99 Photographie de la lame LM07-13B montrant la déstabilisation des grandes biotites à la faveur de phengites et de chlorites. . . . .	218
4.100 Microphotographie en lumière naturelle autour de grenats qui ont subi une faible rotation de la lame LM07-15A. a) Les ombres de pression de ce grenat ont permis la cristallisation de calcites et de chlorites. b) Photographie d'un grenat avec des biotites situées dans les ombres de pression. Bien que la biotite se situe en ombre de pression du grenat, le contact entre ces 2 minéraux est franc, ce qui montre une cristallisation à l'équilibre entre le grenat et ces biotites. . . . .	219
4.101 a) Microphotographie en lumière naturelle de la lame LM66 b) Photographie de l'affleurement correspondant à cet échantillon. Les structures microscopiques dont aussi observables à l'échelle macroscopique. . . . .	220
4.102 a) Microphotographie en lumière naturelle de la moitié de la lame LM04-66. L'interprétation des microstructures observées dans cette lame est porposée à droite de la figure. . . . .	221
4.103 Cartographies chimiques effectuées au FEG (électrons secondaires rétrodiffusés) à proximité d'un grenat de la lame LM07-15A. L'échelle de couleur en coups a été adaptée pour chaque élément, c'est une échelle relative. . .	223
4.104 Profils d'analyses effectuées à la microsonde électronique dans un grenat de la lame LM07-15A . . . . .	224
4.105 Diagramme triangulaire représentant les analyses effectuées à la microsonde électronique d'un grenat de la lame LM07-15A en fonction des pôles grossulaire, almandin et spessartine. . . . .	224

4.106	Résultats de l'application de différentes calibration pour le géothermomètre biotites/grenats pour la lame LM07-15A. Chaque biotite a été traitée avec chaque grenat, les histogrammes représentent le nombre de couples en fonction de la température calculée. Pour chaque méthode, la température données par le plus grand nombre de couples (en italique) est notée. Le cadre h) correspond à la somme de toutes les calibrations. . . . .	226
4.107	Pseudosection calculée avec PerpleX pour la lame LM07-15A. La zone d'intersection des isoplèthes des grenats montre que ces derniers ont cristallisé pour des pressions allant de 5,5 à 6,5kbar et des températures de 530 à 560 °C . . . . .	228
4.108	Analyses chimiques des chlorites des échantillons de l'écaïlle occidentale de Silurien, dans la zone de cisaillement de Wenchuan, à proximité du village de Gengda. a) Diagramme du xMg en fonction de la quantité de $Si^{4+}$ dans les chlorites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Chlinochlore + Daphnite et Sudoite des chlorites afin de mettre en évidence les différentes substitutions. . . . .	229
4.109	Analyses chimiques des phengites des échantillons de l'écaïlle au coeur de la zone de cisaillement de Wenchuan. a) Diagramme du xMg en fonction de la quantité de $Si^{4+}$ de la formule structurale des phengites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles purs Pyrophyllite, Paragonite et Muscovite des phengites afin de mettre en évidence les différentes les évolutions chimiques entre les phengites des différents échantillons. . . . .	230
4.110	Résultats de la méthode des mutli-équilibres entre chlorites et phengites sur la lame LM07-15A. Les conditions d'équilibre de l'assemblage chlorite-phengite sont des pressions de 5 à 6kbar pour des températures variant de 375 à 420 °C. Deux exemples d'équilibres obtenus ont été représentés à droite de la figure. . . . .	231
4.111	Photographie des structures observées aux arrêts LM07-165 et LM07-167, dans les sédiments dévonien du Songpan Garze. a) Veine de quartz boudinée et cisailée indiquant un mouvement du top vers le Sud-Est b) Schématisation simple expliquant cette veine de quartz boudinée. . . . .	234
4.112	SchématISATION simple de la formation des veines de quartz cisailée et plissées a) Observation de terrain b) Interprétation proposée pour ce type de structures indiquant des déformations dans le domaine ductile probablement proche de la transition fragile/ductile. . . . .	234
4.113	Photographie d'un affleurement à proximité de l'arrêt LM04-67 montrant la formation d'une $S_2$ de plan axial des plis $F_2$ affectant la première schistosité $S_1$ . . . . .	235
4.114	Photographie de la structure en fleur observée dans le prolongement Sud de la faille de Wenchuan, témoin d'une réactivation transpressive dans le cassant de cette zone de faille. . . . .	235

4.115	Photographie de la lame LM04-69A présentant les grosses biotites tardives crénulées. Ces biotites sont déstabilisées en phengites et chlorites. La foliation est principalement portée par les grains de quartz étirés qui sont eux-mêmes crénulés. Des phengites sont étirées dans la foliation. . . . .	236
4.116	Analyses chimiques des chlorites de la lame LM04-69 a) Diagramme du xMg en fonction de la quantité de $Si^{4+}$ de la formule structurale des chlorites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Chlinochlore + Daphnite et Sudoite des chlorites afin de mettre en évidence les différentes substitutions. . . . .	237
4.117	Analyses chimiques des phengites de la lame LM04-69. a) Diagramme du xMg en fonction de la quantité de $Si^{4+}$ de la formule structurale des phengites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles purs pyrophyllite, paragonite et muscovite des phengites afin de mettre en évidence les différentes substitutions et les différences chimiques entre les phengites des différents échantillons. . . . .	238
4.118	Analyses chimiques des phengites de l'ensemble des échantillons de la coupe de Gengda a) Diagramme du xMg en fonction de la quantité de $Si^{4+}$ de la formule structurale des phengites. b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles purs Pyrophyllite, Paragonite et Muscovite des phengites afin de mettre en évidence les différentes substitutions et les différences chimiques entre les phengites des différents échantillons. . . . .	240
4.119	Analyses chimiques des chlorites de l'ensemble des échantillons de la zone de Gengda a) Diagramme du xMg en fonction de la teneur en $Si^{4+}$ b) Diagramme triangulaire en fonction des pôles Amésite, Chlinochlore + Daphnite et Sudoite des chlorites. . . . .	241
4.120	Trajet pression température proposé montrant une diminution de température à pression constante. Ce trajet a été effectué à partir des estimations thermobarométriques entre chlorites, phengites, quartz et eau et à partir des résultats des pseudosections du secteur de Gengda. . . . .	241
4.121	Résultats des datations in-situ au LA-ICPMS sur monazites (Th-Pb) pour la lame LM04-63 . . . . .	242
4.122	Résultats des datations Th-Pb sur monazites effectuées au LA-ICPMS. Les résultats ont été triés et montre 3 grandes populations d'âges : Des âges anciens de 80 à 145Ma ; un "plateau" vers 65 à 75 Ma et enfin des âges plus récents s'étendant de 65 à 10 Ma. . . . .	243
4.123	Carte géologique de la région de Tonghua, drappée sur les données SRTM. Le trait de la coupe présentée sur la figure 4.124. est indiqué. . . . .	245
4.124	Extrait de la coupe géologique de Yanmen dans la région de l'écaille de Tonghua. . . . .	246
4.125	Plis torsadés aux arrêts LM07-196 et LM07-200. Le fort plongement des axes de plis et la torsion des axes de plis sont bien observable. A l'arrêt LM07-200, les lignes sont fortement obliques par rapport aux axes de plis. . . . .	247

4.126 Photographie à l’affleurement LM07-197 montrant bien les deux schistosités et leurs relations. $S_2$ est une schistosité de plan axial des crénulations qui affectent $S_1$ . . . . .	248
4.127 Projections stéréographiques des mesures de $S_1$ et de $S_2$ à l’arrêt LM09-49. La $S_2$ correspond aux plans axiaux des plis affectant la $S_1$ . . . . .	249
4.128 Carte des linéations minérales et d’étirement dans la région de l’écaille de Tonghua (représentées en bleu) sur la carte géologique du secteur de Tonghua. . . . .	249
4.129 Extrait de la carte géologique des Longmen Shan dans le secteur de Maoxian, au Nord Est de l’écaille de Tonghua. Les températures RSCM indiquent une augmentation d’environ $100^\circ\text{C}$ du Sud-Est au Nord-Ouest de la coupe de Maoxian (échantillons LM09-227 à LM09-221). La linéation minérale portée par les phengites (Lm) est de direction N132. . . . .	251
4.130 Coupe géologique le long de la coupe du secteur de Maoxian. Cette coupe met en évidence les plis déversés affectant les schistes cambriens à siluriens. . . . .	252
4.131 Photographies d’affleurements le long de la coupe de Maoxian. a) Affleurement de schistes verts chloriteux d’âge Silurien à l’arrêt LM09-224 présentant une $S_0/S_1$ de direction N52 et de pendage de $85^\circ$ vers le Nord-Ouest. b) Photographie d’une veine de calcite (arrêt LM09-222) indiquant un mouvement du haut vers le Sud cohérent avec les observations effectuées à grande échelle. . . . .	253
4.132 Microphotographies en lumière naturelle des échantillons LM09-221A et LM09-221C. a) LM09-221A : Schistosité $S_1$ crénulée et portée par un assemblage à chlorites et phengites b) LM09-221A : Fantôme de grenat chloritisé. La $S_1$ est plissée. c) LM09-221C : Mise en évidence de la présence de biotite, de grenat et de chlorite primaires ainsi que de la foliation portée par des assemblages à quartz-phengite-chlorites. d) LM09-221C : Microphotographie d’un grenat mettant en évidence un contact à l’équilibre avec plusieurs biotites. . . . .	255
4.133 Microphotographies en lumière naturelle de l’échantillon LM09-223 présentant une paragenèse à chlorites, phengites et quartz. . . . .	256
4.134 Analyses chimiques des chlorites des lames de la coupe de Maoxian. a) Diagramme du xMg en fonction du $Si^{4+}$ indiquant deux populations principales de chlorites en fonction de leur xMg. b) Diagramme ternaire des chlorites en fonction des pôles (Clinocllore + Daphnite), Sudoïte et Amésite mettant en évidence deux familles de chlorites. Les chlorites de l’échantillon LM09-223 sont plus riches en amésite, ce qui suggère qu’elles sont de plus haute température. . . . .	257

4.135	Analyses chimiques des phengites du secteur de Maoxian a) $xMg$ en fonction du $Si^{4+}$ b) Diagramme ternaire entre les pôles Pyrophyllite, Paragonite et Muscovite c) Diagramme ternaire entre les pôles Céladonite, Pyrophyllite et Muscovite. Ces analyses mettent en évidence une variation importante du contenu en $Si^{4+}$ des phengites, se traduisant par une augmentation de la proportion du pôle céladonite (considéré comme le pôle de haute pression). . . . .	258
4.136	Diagramme triangulaire Grenats sur la lame LM09-221C en fonction des pôles Grossulaire, Spessartine et Almandin. Les grenats de l'échantillon LM09-221C ne présentent pas d'importantes variations chimiques. . . . .	259
4.137	Cartographie effectuée au MEB centrée sur un grenat de la LM09-221C. Les échelles de couleurs sont en nombre de coups (échelle relative). La première image représente une image BSE de la zone cartographiée. Ce grenat présente une chimie très stable et peu de zonations. Une diminution de la concentration en Manganèse du coeur vers les bordures est observée alors que la concentration en Fer et Calcium augmente vers les bordures. . . . .	260
4.138	$xFe$ des biotites analysées de l'échantillon LM09-221C. Les biotites présentent des teneurs en $xFe$ peu variables (comprises entre $\sim 0.68$ et $0.71$ ). . . . .	261
4.139	Résultats de la méthode des mutli-équilibres entre chlorites, phengites, quartz et eau sur la lame LM09-223. Les conditions d'équilibre de l'assemblage chlorites-phengites sont des pressions de l'ordre de $4 \pm 2$ kbar pour des températures variant de $380 \pm 30$ °. Un exemple d'équilibre obtenu est représenté à droite de la figure. . . . .	262
4.140	Résultats de la méthode des mutli-équilibres entre chlorites et phengites sur la lame LM09-221C. Les conditions d'équilibre de l'assemblage chlorites-phengites sont des pressions de l'ordre de $8 \pm 2$ kbar pour des températures variant de $320 \pm 30$ °C. Deux exemples d'équilibres obtenus sont représentés à droite de la figure. . . . .	263
4.141	Résultats de l'application de différentes calibrations du géothermomètre biotites/grenats pour la lame LM09-221C. Chaque biotite a été traitée avec chaque grenat, les histogrammes représentent le nombre de couples en fonction de la température calculée. Pour chaque méthode, la température donnée par le plus grand nombre de couples (en italique) est notée. Le cadre h) correspond à la somme de toutes les calibrations. Pour cette lame, les calibrations proposées par Perchuk and Lavrent'eva (1983) et Hodges and Spear (1982) sont les plus adaptées et proposent des températures à l'équilibre de l'assemblage à biotites et grenats de l'ordre de $500 \pm 50$ °C. . . . .	265
4.142	Pseudosection calculée pour l'échantillon LM09-221C. Les conditions d'équilibre de la paragenèse à biotites et grenats correspondent à des températures d'environ $550 \pm 50$ °C et des pressions de l'ordre de $6 \pm 1$ kbar, ce qui est cohérent avec la température maximale obtenue par RSCM de $535 \pm 50$ °C. . . . .	267



4.143	Diagramme Pression-Température synthétique des différents données acquises à partir de plusieurs méthodes de thermo-barométrie sur les échantillons de la coupe de Maoxian. Un chemin PT est proposé en gris clair, et suggère un pic de pression à environ $400\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ et $8 \pm 2$ kbar et un pic de température à $\sim 550 \pm 50^{\circ}\text{C}$ et $6 \pm 2$ kbar. . . . .	268
4.144	Cartographie élémentaire en Thorium (effectuée au MEB) d'une monazite de la lame LM09-223 montrant des zonations liées à des circulations de fluides. Cartographie effectuée au FEG. Les zones claires présentent une plus forte concentration en Thorium. D'importantes zonations sont observées dans cette monazite. . . . .	269
4.145	Résultats des datations ICPMS sur la lame LM09-223 pour chaque point d'analyse. Les âges Th-Pb obtenus sont très homogènes et il n'est pas observé de variation significative entre les âges calculés en coeur et en bordure des monazites, suggérant l'absence de coeurs hérités. . . . .	270
4.146	Graphique de répartition des âges Th-Pb obtenus pour les monazites de l'échantillon LM09-223. Les mesures sont très homogènes et un âge moyen de $92.2 \pm 1.3$ Ma en considérant une intervalle de confiance de 95%. . . . .	271
4.147	Diagramme de type Terra-Wasserburg permettant l'utilisation des données U-Pb pour la lame LM09-223 et permettant d'obtenir un âge de $90.8 \pm 3.6$ Ma. . . . .	271
5.1	Coupe synthétique passant à travers les Longmen Shan, à l'échelle crustale (Robert <i>et al.</i> , 2010b). Cette coupe met en évidence la confrontation entre l'épaisse croûte tibétaine et le craton du Yangtze, considéré comme un bloc résistant, ainsi que la propagation vers l'Est de la chaîne d'avant-pays des Longmen Shan et le développement d'une zone triangulaire. . . . .	275
5.2	Schéma stratigraphique simplifié mettant en évidence la transition rapide des faciès sédimentaires entre les sédiments de plate-forme d'affinité Yangtze et ceux déposés à grande profondeur et d'affinité Songpan Garze (bassin turbiditique). . . . .	276
5.3	Coupe géologique simplifiée de Yanmen montrant le contraste de déformation entre les sédiments d'affinité Songpan Garze intensément plissés et ceux d'affinité Yangtze présentant une structure de type prisme. . . . .	277
5.4	Schématisation du niveau de décollement basal dans les flyschs du Songpan Garze et des plis serrés affectant les flyschs du Songpan Garze (Harrowfield and Wilson, 2005) . . . . .	278
5.5	Tectonique de type pelliculaire associée à la phase de déformation indosinienne. a) Schéma simplifié des déformations observées au niveau de la marge Ouest du Songpan Garze. b) Bloc 3D simplifié des déformations de type pelliculaire affectant les Longmen Shan lors de la phase indosinienne. . . . .	279

5.6	Carte structurale de la partie orientale du Songpan Garze sur laquelle ont été ajoutés les données d'Harrowfield and Wilson (2005). L'ensemble du Songpan Garze est caractérisé par une virgation des structures à proximité des Longmen Shan. On notera les similitudes avec les Moluques (présentées à la fin de cette partie).	280
5.7	Schématisation de la tectonique de socle (de type thick-skin) affectant les Longmen Shan à la fin de l'orogénèse indosinienne.	280
5.8	Trajets pressions températures calculés pour les coupes de Gengda (Zone centrale des Longmen Shan) et de Maoxian (Nord des Longmen Shan).	281
5.9	Evolution des chemins Pression-Température synthétiques de la région du Songpan Garze et du complexe métamorphique de Danba selon l'âge des sédiments affectés. (Harrowfield, 2001). Selon ce diagramme, le pic de pression est atteint vers 210-200Ma.	282
5.10	Coupe synthétique du complexe métamorphique de Danba montrant la répartition des différents niveaux structuraux. Le granite de Gongcai est une nappe de socle déversée et le massif de Bawang-Cunnuchan est un niveau de socle migmatitique. Cette organisation des différentes unités indique un gradient métamorphique inverse. (Billerot, 2011a)	283
5.11	Trajet pression température estimé pour la coupe de Maoxian (Nord des Longmen Shan). Les résultats des datations sur monazites sont indiqués, ainsi que l'âge probable du pic de métamorphisme.	284
5.12	Schématisation simple d'un mécanisme pouvant expliquer les chemins pression-température calculés lors de cette étude.	285
5.13	a) Reconstitution paléogéographique au Permien selon Stampfli and Borel (2002). b) Coupes schématiques Nord-Sud à travers la chaîne des Qinling retraçant les différentes phases d'évolution des blocs Chine du Nord et Chine du Sud de la fin du Protérozoïque au Permien le long de coupes Nord-Sud (Meng and Zhang, 1999). La séparation entre les blocs Chine du Nord et Chine du Sud a été maintenue par l'ouverture de la Paléotéthys à partir du Silurien moyen. NCB : Bloc Chine du Nord, SCB : Bloc Chine du Sud, NQ : Qinling du Nord, SQ : Qinling du Sud, SSZ : Zone de Suture de Shangdan	287
5.14	a) Carte schématique de reconstruction de la position des différents blocs continentaux et des océans au Permien dans la région des Longmen Shan (modifiée de Xu <i>et al.</i> (1997) et Roger <i>et al.</i> (2008)). b) Représentation schématique possible de la marge Ouest du craton du Yangtze lors de l'ouverture de la Paléotéthys selon un modèle de type marge Sud-Guinéenne.	288
5.15	Localisation de la marge Vietnamienne sur un schéma structural simplifié. La marge est quasiment parallèle à la direction d'ouverture dans la Mer de Chine (Fyhn <i>et al.</i> , 2009).	289

5.16	a) Profondeur du socle acoustique (en temps double) au niveau de la marge Vietnamienne mettant en évidence une transition abrupte au niveau de la marge continentale. (Fyhn <i>et al.</i> , 2009) b) Profil sismique à travers la partie Sud du bassin de Phu Khanh. A l'Ouest, des sédiments de plate-forme se déposent et sont délimités à l'Est par un approfondissement abrupt du socle de la marge (Fyhn <i>et al.</i> , 2009) c) Modèle de densité indiquant un amincissement étendu de la croûte continentale (Fyhn <i>et al.</i> , 2011). . . . .	290
5.17	Schématisation de la fermeture de la Paleotéthys. Choix d'un modèle à double-subduction de type Moluques, simplifié par rapport aux coupes géologiques de (Roger <i>et al.</i> , 2008) (double subduction avec un fragment de croûte océanique isolé.) . . . . .	291
5.18	a) Image topographique et bathymétrique localisant les principales structures de la région des Moluques et le trait de la coupe tomographique présentée en b) (Bader, 1997; Bader <i>et al.</i> , 1999) b) Imagerie tomographique où les anomalies positives de vitesses des ondes sismiques sont indiquées en bleu, la double subduction de la mer des Moluques est bien imagée (Rangin <i>et al.</i> , 1999) c) Localisation des épicentres des séismes montrant un approfondissement de la profondeur en s'éloignant de la mer des Moluques vers l'Est et l'Ouest, marqueur de la double subduction (Widwijayanti, 2002). . . . .	293
5.19	Carte des structures majeures observées dans la partie Sud de la mer des Moluques (Watkinson <i>et al.</i> , 2011). Les axes de plis (en rouge) mettent en évidence une importante virgation des structures, similaire à celle observée dans les flyschs du Songpan Garze, dans les Longmen Shan. . . . .	294
5.20	Schéma paléogéographique simplifié de la double-subduction de la Paléotéthys mettant en évidence des variations latérales de l'importance du pincement qui était plus important à l'Ouest qu'à l'Est. . . . .	295
5.21	Carte géologique indiquant les âges et la répartition spatiale des différents types de granitoïdes affleurant dans le Songpan Garze (Billerot, 2011a). . . . .	296
5.22	Résultats de l'étude géochronologique de Roger <i>et al.</i> (2011) indiquant une dispersion importante entre 150 et 70Ma des âges correspondant à des systèmes à températures de fermetures de l'ordre de 500°C dans différents granitoïdes du Songpan garze. Cette observation est interprétée comme indicatrice d'une période de quiescence tectonique de presque 100Ma après l'orogène indosinienne. . . . .	298
5.23	Modèle d'évolution tectonique de la partie Nord-Ouest du bassin du Sichuan au Crétacé. Les Longmen Shan apparaissent comme une zone en transpression en conséquence de la rotation dans le sens horaire du bloc Chine du Sud (Meng <i>et al.</i> , 2005). . . . .	299
5.24	Schéma simplifié des déformations affectant les Longmen Shan lors de la phase Yanshanienne, au Crétacé. Un jeu majoritairement décrochant est localisé dans la zone de cisaillement de Wenchuan. . . . .	300

---

5.25	Nouveau modèle conceptuel pour la dynamique crustale de la phase de déformation récente dans la région des Longmen Shan. . . . .	302
6.1	Comparaison de deux coupes géologiques crustales d'une chaîne de subduction monophasée de type prisme (la chaîne de Lengguru) et d'une chaîne polyphasée intracontinentale (la chaîne des Longmen Shan). (mêmes échelles) a) Coupe du prisme d'accrétion de Lengguru (Papouasie) Bailly (2010). b) Coupe synthétique des Longmen Shan (Robert <i>et al.</i> , 2010a). De nombreux points différents tels l'extension de la chaîne d'avant-pays ou des zones internes, l'importance de la tectonique de socle et la géométrie crustale. . . . .	304





# Première partie

## Annexes



# Crustal structures in the area of the 2008 Sichuan earthquake from seismologic and gravimetric data

---

Cette premier annexe présente le premier article publié en 2010 dans *Tectonophysics*, dans le numéro spécial sur le séisme du Sichuan et la région des Longmen Shan.

## Résumé en français

Le séisme du Sichuan du 12 Mai 2008 a été une des plus dévastatrices catastrophes naturelles ayant eu lieu en Chine. Cet article présente une imagerie crustale détaillée de la région épacentrale effectuée à partir de données géophysiques. A partir de l'analyse aux fonctions récepteurs des données de sismologie passive acquises par un réseau dense (réseau Longmen Shan), un saut de Moho de 20km a été imagé entre le craton du Yangtze et la croûte tibétaine. De plus, une interface à environ 15km de profondeur a été imagée et pourrait être connectée à la zone de rupture du séisme du Sichuan. De plus, les faibles rapports de vitesses des ondes de volume calculés suggèrent l'absence d'une zone épaisse et étendue de fusion partielle au sein de la croûte tibétaine. Nos données confortent l'idée que la chaîne des Longmen Shan marque une zone de localisation active des déformations en conséquence de la résistance du craton du Yangtze, quasiment rigide, face au déplacement vers l'Est du plateau tibétain.



Contents lists available at ScienceDirect

## Tectonophysics

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/tecto](http://www.elsevier.com/locate/tecto)

## Crustal structures in the area of the 2008 Sichuan earthquake from seismologic and gravimetric data

A. Robert <sup>a,\*</sup>, J. Zhu <sup>b</sup>, J. Vergne <sup>c</sup>, R. Cattin <sup>d</sup>, L.S. Chan <sup>e</sup>, G. Wittlinger <sup>c</sup>, G. Herquel <sup>c</sup>, J. de Sigoyer <sup>a</sup>, M. Pubellier <sup>a</sup>, L.D. Zhu <sup>b</sup><sup>a</sup> Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure, CNRS-UMR 8538, Paris, France<sup>b</sup> Chengdu University of Technology, Chengdu, China<sup>c</sup> Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, CNRS-UMR 7516, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France<sup>d</sup> Geoscience Montpellier, CNRS-UMR 5243, Montpellier, France<sup>e</sup> Department of Earth Sciences, The University of Hong-Kong, Hong-Kong, China

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 5 May 2009

Received in revised form 10 November 2009

Accepted 13 November 2009

Available online 23 November 2009

## Keywords:

Longmen Shan

Crustal structures

Receiver functions

Gravity modelling

## ABSTRACT

The 12 May 2008 the Sichuan earthquake was one of the worst natural disasters in China. Here, we present a detailed picture of the epicentral area inferred geophysical data. Based on the analysis of teleseismic data acquired by a dense seismic network, we highlight an abrupt 20 km Moho offset between the Sichuan Basin and the Tibetan plateau and a horizontal discontinuity at ~15 km depth, which may connect with the ruptured zone of the 2008 event. We obtain low mean crustal velocity ratios, which suggest the absence of a thick and extensive zone of partial melt within the crust beneath the eastern part of the Songpan–Garze Terrane. All our data support the idea that the Longmen Shan range mark a zone of active strain localization due to the rigid Yangtze craton resisting eastward displacement of the Tibetan Plateau.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

The 12 May 2008 Mw = 7.9 the Wenchuan earthquake on the western margin of the Sichuan Basin is arguably the largest intracontinental earthquake in western China ever recorded by instruments. InSAR data and field observations (Stone, 2008; Xu et al., 2009) suggest an oblique thrusting and segmented rupture. The Guanxian–Beichuan–Wenchuan faults system structures the Longmen Shan belt, which limits the actively deforming Tibetan plateau to the west and the stable Yangtze craton to the east (Fig. 1). A first glance at this major earthquake suggests a typical event that accommodates regional shortening between two blocks through a sudden release of the stresses accumulated on a frontal thrust fault. However, this earthquake occurred on a very peculiar margin of the Tibetan Plateau where high mountains and a very steep topographic gradient subsists despite almost no significant present day horizontal shortening ( $<3 \text{ mm yr}^{-1}$ ) as inferred from GPS measurements (Chen et al., 2000; Gan et al., 2007; Shen et al., 2009) and the lack of a developed Neogene sedimentary foreland in the Sichuan Basin (Richardson et al., 2008). Two main conceptual models for the uplift and the evolution since the Tertiary of the Longmen Shan range front are commonly proposed. The first one explains the uplift by faulting

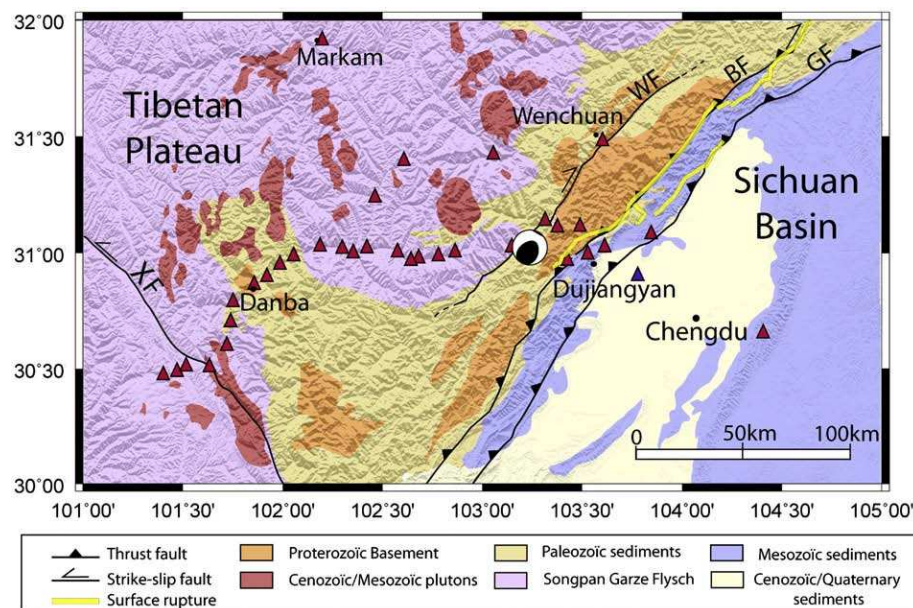
and crustal shortening (Tapponnier et al., 2001; Xu et al., 2009) whereas in the other model, the uplift is produced by the inflation of a ductile lower crust (Royden et al., 1997; Burchfiel et al., 2008). The last model does not require important long term horizontal shortening at the surface which is not the case of the brittle crustal thickening model. To study this intriguing margin we coupled several geophysical approaches in an integrated study of the Longmen Shan region since 2004. Hereafter we present a detailed image of the crustal structures in the epicentral region inferred from analysis of teleseismic data acquired by a dense seismic network and gravity measurements (Figs. 1 and 2), which together bring new constraints on the geodynamic context that led to the 12 May 2008 disastrous event.

## 2. Deep structures from seismological data

A dense network of 34 broad-band and intermediate-band seismic stations was deployed across the Longmen Shan range between November 2005 and March 2007, in the framework of a collaboration between the Institute of Technology of Chengdu (Chengdu, China), the Ecole Normale Supérieure (Paris, France) and the Institut de Physique du Globe (Strasbourg, France). The network is mostly constituted by a dense line of stations, with a mean inter-station distance of about 10 km ending at the Xianshuihe fault, and passing close to the epicentral zone of the 12 May 2008 earthquake (Fig. 1). Continuous data from 3-components sensors (Streikeisen STS2,

\* Corresponding author. Laboratoire de Géologie - ENS, 24, rue Lhomond 75005, Paris Cedex 5, France.

E-mail address: [arobert@geologie.ens.fr](mailto:arobert@geologie.ens.fr) (A. Robert).

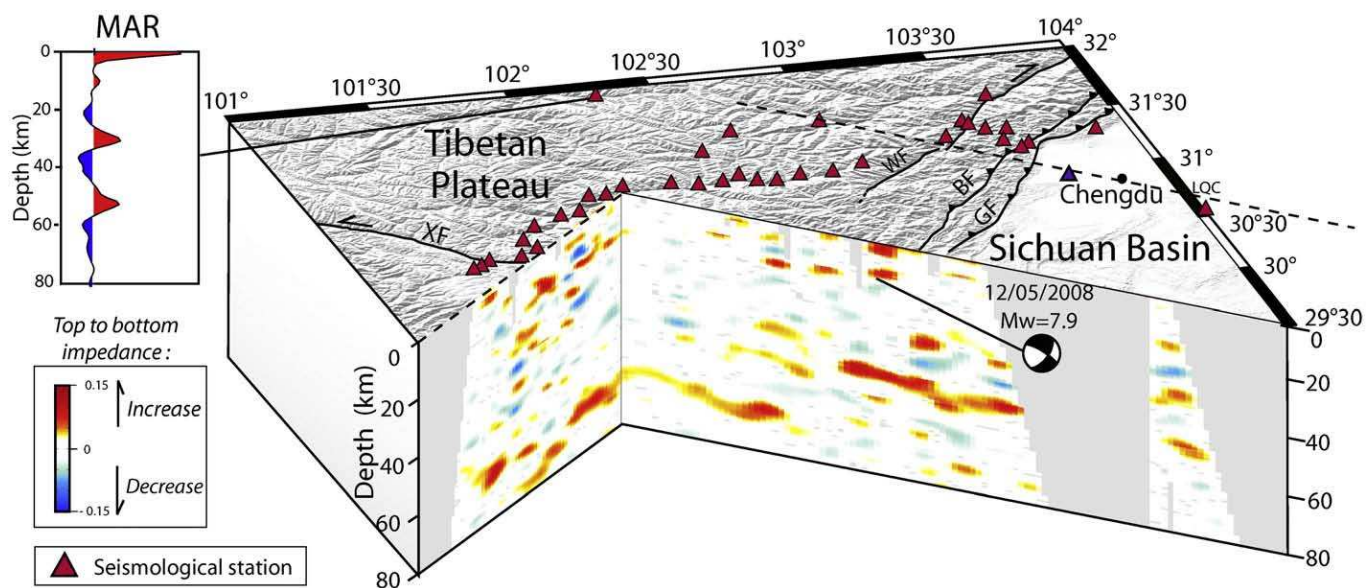


**Fig. 1.** Shaded relief map of the Longmen Shan region with major geological units and active faults: Guanxian (GF), Beichuan (BF), Wenchuan (WF) and Xianshuihe (XF). Red triangles give the location of the 33 temporary seismological stations installed between November 2005 and March 2007 and the blue triangle the Chengdu permanent station of the China Digital Seismic Network. Also shown is the focal mechanism of the 12 May 2008 ( $M_w = 7.9$ ) earthquake reported by the US Geological Survey plotted at its epicentre and the surface rupture mapped by Xu et al. (2009).

Guralp CMG40T, Agecodagis NOEMAX and Lennartz LE3D5S) were recorded continuously with Reftek 130A and Agecodagis Titan recorders at a sample rate varying from 20 to 50 Hz.

A total of 8603 teleseismic records has been processed using the “receiver function” technique (Burdick and Langston, 1977) to isolate P to S converted waves produced at impedance (product of density and seismic velocity) discontinuities below each station. Pre-processing of the seismic data includes a correction of the instrument response, a rotation of the horizontal components according to the theoretical backazimuth, and a 0.05–1 Hz butterworth band-pass

filtering. To produce a receiver function, the radial component is deconvolved from the vertical one following an iterative approach in the time domain (Ligorria and Ammon, 1999) using 100 iterations. Finally, an automatic selection of the receiver functions has been applied to reject the ones with a too low signal to noise ratio and 1222 receiver functions were selected. The receiver functions were migrated to depth using the common conversion point stacking technique (Dueker and Sheehan, 1998) to produce a cross section of the major crustal interfaces across the Longmen Shan and Eastern Tibet. This step requires a velocity model to project the time samples



**Fig. 2.** Block diagram of the migrated radial receiver functions projected along two cross sections, indicated by the dashed lines, and running approximately perpendicular to the Longmen Shan front to the East and to the Xianshuihe fault to the West. The focal mechanism of the 12 May 2008 earthquake is represented along a vertical plane and indicated at the hypocenter location. Major interfaces with top to bottom increasing and decreasing impedance are represented by red and blue colors, respectively. Gray color represents area not sampled by seismic rays thus where the structure cannot be imaged. The Markam (MAR) station being out of profile, the stack of individually migrated receiver functions at this station is represented on the left.



of the receiver functions along the corresponding ray paths. We construct a 2D velocity model using the  $P$  velocities inferred from Lou et al. (2008) and we determine the Moho depth and mean crustal  $V_p/V_s$  ratios below stations from a joint analysis of the direct  $P$  to  $S$  and corresponding first multiple conversions at the Moho (see below). This approach permits a reliable estimate of the Moho depth however it may result in a slightly offset of shallower and deeper interfaces. We also compared receiver functions migrated cross-sections using two velocity models which conclude to depth variations of the interfaces remain within  $\pm 5$  km (see Appendix A).

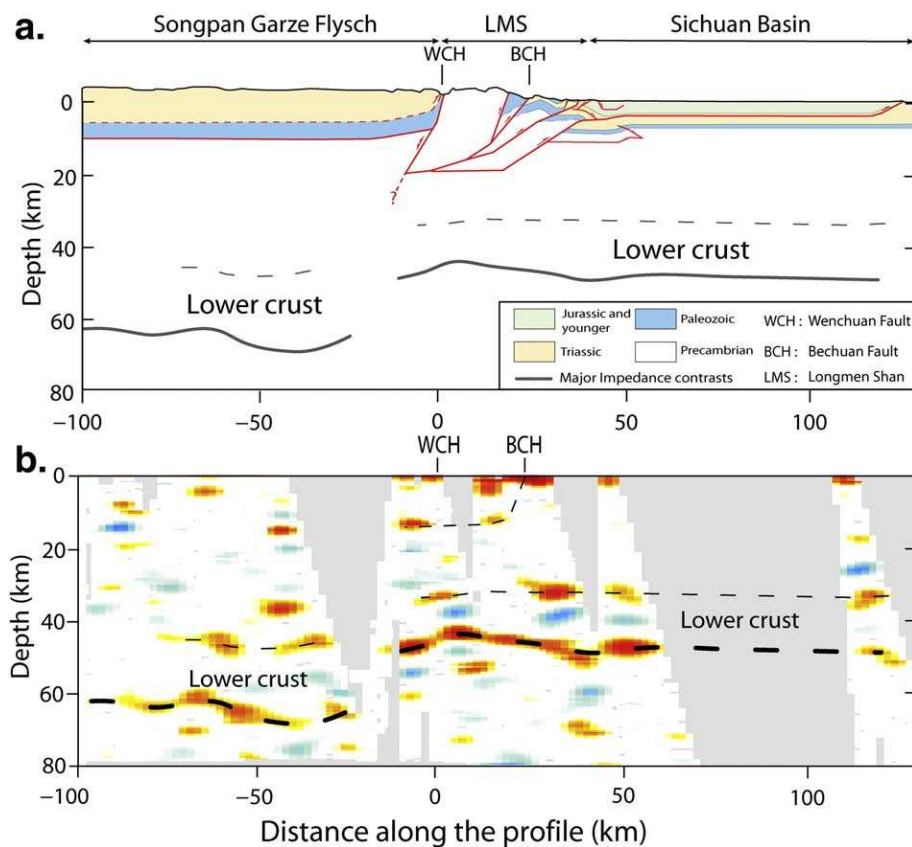
We present the migrated receiver functions along two linear profiles perpendicular to the major geological structures of the area as shown in the Fig. 2.

The constructed section reveals a Moho at  $\sim 63$  km depth beneath the eastern part of the Tibetan plateau, with a slight thickening towards the Wenchuan fault, whereas it lies at 44 km depth beneath the Sichuan Basin (Fig. 2). This transition occurs over a horizontal distance of less than 30 km, and is located right beneath the Wenchuan strike slip shear zone.

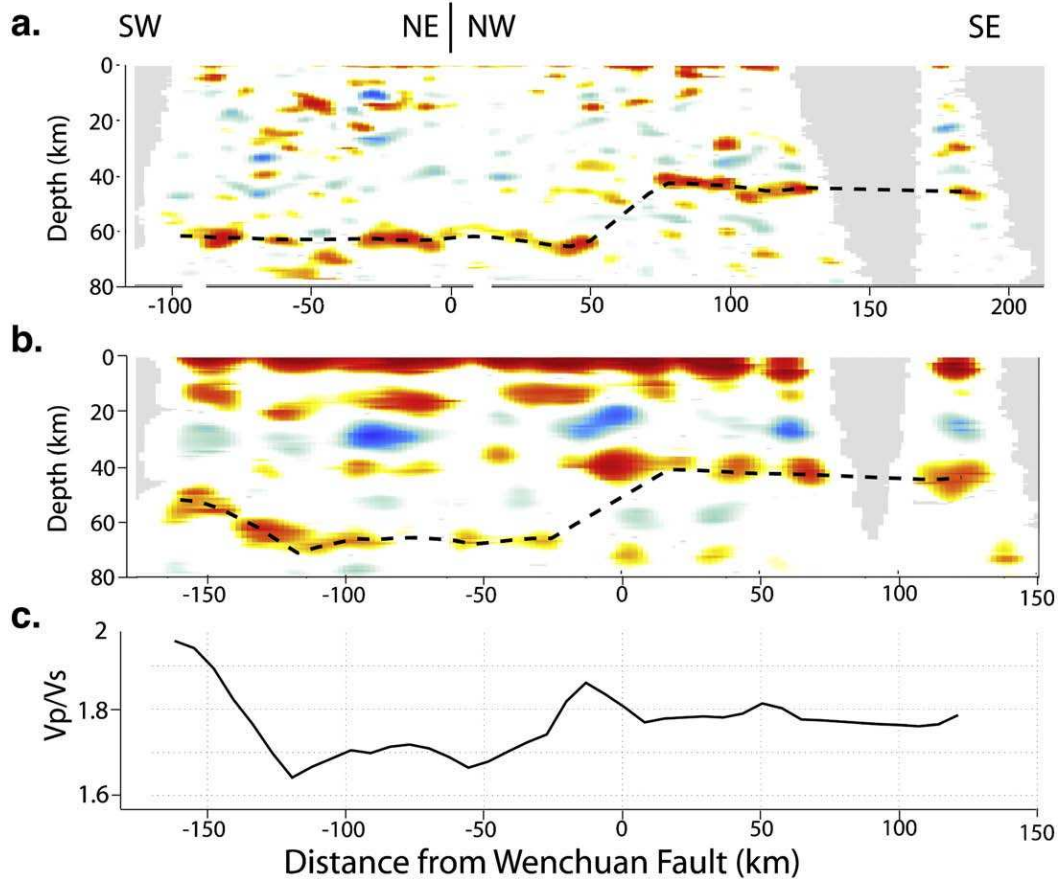
Below the Sichuan Basin a positive interface is observed at  $\sim 30$  km depth, which represents the top of a high velocity lower crust. Although more complex, a similar lower crustal interface is also visible at 45 km depth west of the surface trace of the Wenchuan fault, above the zone where the Moho is the deepest (Fig. 3). Further west beneath the Tibetan Plateau, no major velocity increase in the middle/lower crust is observed, probably indicating more gradual variations in seismic velocity with depth.

The presence of partial melt within the middle crust of the eastern part of the Tibetan plateau has been advocated based on observations of low mid-crustal seismic velocities and high Poisson ratios (Xu et al., 2007; Wang et al., 2008). The velocity ratio is an important parameter because it provides valuable constraints on crustal composition (Christensen, 1996) and presence of fluids or partial melting inside

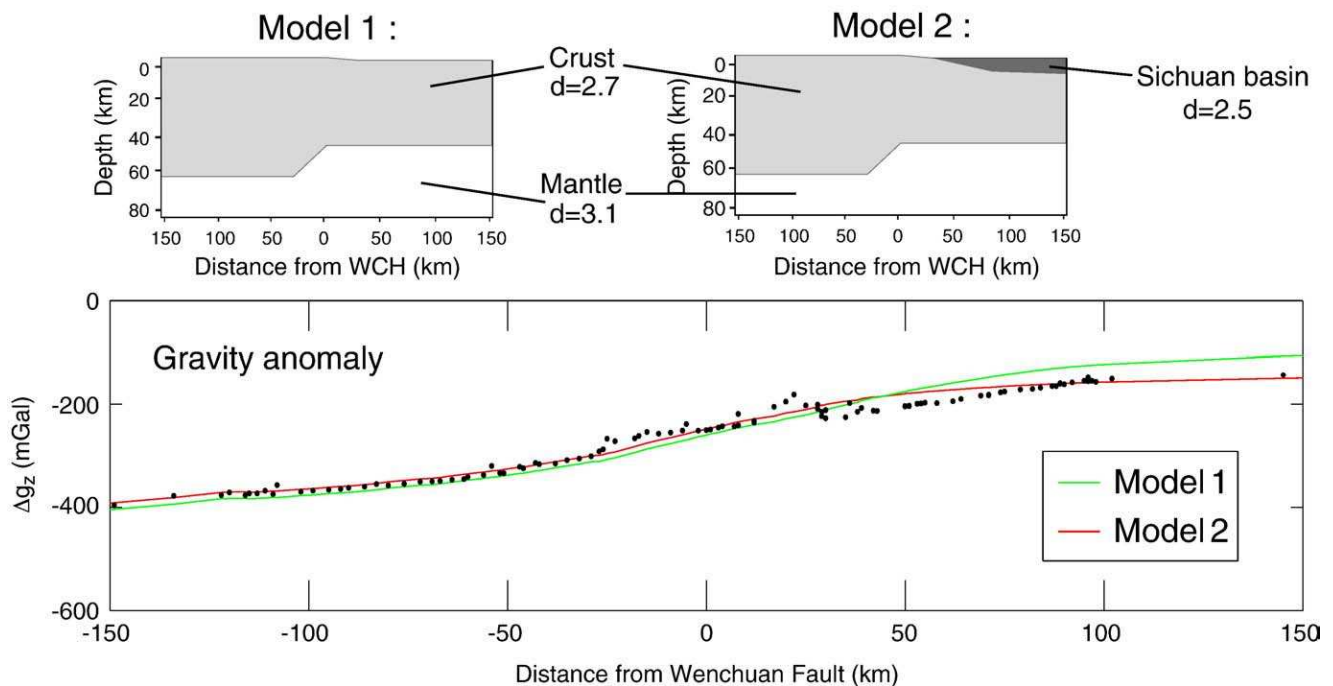
the crust (Mavko, 1980; Makovsky and Klemperer, 1999). High average crustal Poisson's ratio ( $\sigma > 0.3$ ) is a strong indicator for the existence of partial melting in the crust (Owens and Zandt, 1997). Below each station of our network we compute the average  $V_p/V_s$  ratio of the crust from the relative arrival time of the  $P$ -to- $S$  conversion at the Moho and the one from the first multiple reflection PPS ( $P$  wave reflected first at the free surface at then reflected and converted into  $S$  wave at the Moho). This can be performed by treating each station individually as proposed by Zhu and Kanamori (2000) or by comparing the migrated sections computed from the PS and the PPS phase as proposed by Kind et al. (2002). We use the approach assuming a constant 1D velocity model with an initial Moho at 70 km depth and we pick the depth of the interface associated with the Moho on both migrated sections (Fig. 4a–b). We then used the depth differences to recover the proper crustal thickness and the average  $V_p/V_s$  ratio (Fig. 4c) along the profile assuming a constant crustal  $V_p$  of 6.5 km/s. We found an average crustal velocity ratio of about 1.69 ( $\sigma = 0.23$ ) beneath the Songpan–Garze area which is lower than the mean value for continental areas (Zandt and Ammon, 1995). This observation, along with available estimates of the Poisson ratio further west in the same geological unit (Vergne et al., 2002), does not suggest the existence of a thick and extensive zone of partial melt within the crust beneath the Songpan–Garze Terrane. Moreover, no major velocity increase/decrease associated with the top/bottom of a low velocity zone inside the crust is observed on the migrated images. At the western end of our seismological profile, the high velocity ratio may be interpreted as a consequence of the occurrence of the Xianshuihe fault that separates two different blocks. This high ratio is in agreement with the results of Xu et al. (2007). Underneath the Sichuan basin a mean crustal velocity ratio of about 1.79 ( $\sigma = 0.27$ ) has been obtained and is interpreted as a result of a high  $V_p/V_s$  ratio in



**Fig. 3.** Combination of geological and geophysical results projected along a single transect following approximately the seismological experiment. (a) Modified geological cross section from Hubbard and Shaw (2009), Burchfiel et al. (2008) and our field observations. (b) Migration of the receiver functions along the geological cross-section. Gray dashed lines indicates major positive impedance contrasts (interfaces) and have been reported on the crustal scale geological cross-section.



**Fig. 4.** (a) Receiver functions migration of the PS phases along two profiles sub perpendicular to the Longmen Shan front and to the Xianshuihe fault, with orientations N45 and N135, respectively. Dashed line represents the depth of the Moho picked on PS phases. (b) Receiver functions migration of the first multiple PpPS phase (P wave first reflected at the free surface and then reflected and converted into S wave at depth). Following the approach of Kind et al. (2002). (c) Estimation of the mean crustal Vp/Vs ratio required to explain the picked depths of the Moho on both the PS and PpPS migrations (see Kind et al., 2002, for further details).



**Fig. 5.** Gravity data modelling. (a) Density models used to model the gravity anomaly. (b) Black circles indicate gravity anomaly measurements from a dense survey acquired along the transect and completed with regional data (Xu et al., 2007). Green line shows calculated gravity anomaly using a very simple crust/mantle density model in agreement with the geometry inferred from the seismological study. Red line shows the calculated gravity anomaly using common density contrasts and simplified geometries for the Moho and the base of the Sichuan basin.

the Sichuan basin sediments. These results are in agreement with the estimates from receiver function technique of Lou et al. (2008) who obtained a mean crustal velocity ratios of 1.73 ( $\sigma=0.25$ ) for the Songpan–Garze unit and 1.83 ( $\sigma=0.29$ ) for the Sichuan Basin.

Within the upper crust, we observe a series of positive converters that form, when connected, a westward dipping interface starting close to surface at the Longmen Shan front and flattening at ~15 km depth beneath the eastern Songpan–Garze Terrane (Fig. 2). The projection of the hypocenter of the 12 May 2008 earthquake, is located very close to this interface (Fig. 2). We propose that the high impedance contrast observed is associated with a decollement shear zone which could correspond to the western continuation of Guanxian–Beichuan–Wenchuan faults system at depth (Fig. 3).

### 3. Gravity data modelling

We model both the regional gravity field (Jiang and Jin, 2005) and micro-gravity measurements acquired along the seismological profile using geometrical constraints inferred from seismological data and geological data for the upper part of the crust (Burchfiel et al., 2008; Hubbard and Shaw, 2009) (Fig. 5). Geometry of the Moho deduced from seismological study was tested for the gravity anomaly modelling. We use a typical density contrast of  $400 \text{ kg m}^{-3}$  for the mantle–crust boundary (Holt et al., 1987; Gimenez et al., 2009). The density model 1 shows the signature of the Moho alone and demonstrates that the wavelength of the gravity anomaly is in agreement with a sharp Moho offset. However this simple model underestimates the gravity anomaly east of the Longmen Shan range. This is probably because it does not take into account the low density sediments of the foreland basin that was mainly developed during Trias to Cretaceous. We assume a  $200 \text{ kg m}^{-3}$  density contrast between the crust and the Sichuan basin inferred from the density log of Sichuan Basin sediments presented in Jiang and Jin (2005). Trying to reduce differences between modelled and observed gravity anomaly, the lower density of sediments associated with the Sichuan basin has been considered in the density model 2. Despite local discrepancies between observed and calculated Bouguer anomalies, this simple density model indicates that the gravity observations are consistent with the 20 km Moho offset observed on the seismological data.

Based only on gravity anomaly (Jiang and Jin, 2005; Burchfiel et al., 2008) have modelled a smooth westward Moho deepening that is not consistent with the Moho geometry deduced from our seismological imaging and is a consequence of the non-uniqueness of the gravity anomaly modelling.

### 4. Discussion and conclusion

The combined seismological and gravity data suggest that the Guanxian–Beichuan–Wenchuan fault system marks a zone of strain localization at a lithospheric scale. A horizontal distance of ~250 km is commonly reported for the ~25 km Moho deepening across the Himalaya and southeast Tibet, which is explained by the flexure of the Indian crust (Hetenyi et al., 2006). Here, the sharp Moho offset across the eastern margin of the Tibetan plateau cannot be explained with flexural support and rather requires a subvertical discontinuity between the Tibetan lithosphere and the Yangtze craton. Furthermore the deepening of the Moho is not directly located beneath the Beichuan fault where the surface elevation increases abruptly from 1.5 to 3 km, but rather ~30 km westward. The lack of a direct connection between the surface trace of the Guanxian–Beichuan–Wenchuan fault system and the Moho offset can be related to the receiver function technique itself, which cannot show an image of subvertical discontinuity. However based on our results as well as the location of the 12 May 2008 event, we rather interpret this lack of connection in terms of geometry of the Beichuan fault, which may

extend subhorizontally at a depth of ~15 km to root along a crustal decollement beneath the Tibetan plateau. The offset between the position of the Guanxian–Beichuan–Wenchuan fault system and the deepening of the Moho is probably the result of the relative strength of the two blocks. We propose that the convergence is accommodated by ductile deformations within the Tibetan lithosphere, the Yangtze craton is acting as a rigid block. Hence, the earthquake of May 12 reflects the brittle deformation of the upper crust.

### Acknowledgments

We are grateful to many people who participated in measurements campaign, especially students from the Chengdu University and Southwest Petroleum University. Funding was provided by INSU/CNRS (Relief and Dyeti programs) and ANR grants. Thoughtful reviews from anonymous reviewers significantly improved the manuscript.

### Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.tecto.2009.11.010.

### References

- Burchfiel, B.C., Royden, L., van der Hilst, R., Hager, B., Chen, Z., King, R.W., Li, C., Lü, J., Yao, H., Kirby, E., 2008. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today* 18, 4–11. doi:10.1130/GSATG18A.1.
- Burdick, L.J., Langston, C.A., 1977. Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave form. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 67, 677–691.
- Chen, Z., Burchfiel, B.C., Liu, Y., King, R.W., Royden, L.H., Tang, W., Wang, E., Zhao, J., Zhang, X., 2000. Global positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J. Geophys. Res.* 105 (B7), 215–227.
- Christensen, N.I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res.* 101 (B2), 3139–3156.
- Dueker, K.G., Sheehan, A.F., 1998. Mantle discontinuity structure beneath the Colorado Rocky Mountains and High Plains. *J. Geophys. Res.* 103 (B4), 7153–7170.
- Gan, W., Zhang, P., Shen, Z.-K., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., Zhou, D., Cheng, J., 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J. Geophys. Res.* 112, B08416. doi:10.1029/2005JB004120.
- Gimenez, M.E., Braitenberg, C., Martinez, M.P., Introcasso, M., 2009. A comparative analysis of seismological and gravimetric crustal thicknesses below the Andean Region with Flat Subduction of the Nazca Plate. *Int. J. Geophys.* doi:10.1155/2009/607458 ID 607458.
- Hetenyi, G., Cattin, R., Vergne, J., Nabelek, J.L., 2006. The effective elastic thickness of the India Plate from receiver function imaging, gravity anomalies and thermomechanical modelling. *Geophys. J. Int.* 167, 1106–1118.
- Holt, W.E., Chase, C.G., Wallace, T.C., 1987. Crustal structure from three-dimensional gravity modelling of a metamorphic core complex: a model for uplift, Santa Catalina–Rincon mountains, Arizona. *Geology* 15, 979–980. doi:10.1130/0091-7613.
- Hubbard, J., Shaw, J.H., 2009. Uplift of the Longmen Shan and Tibetan plateau, and the 2008 Wenchuan ( $M=7.9$ ) earthquake. *Nature* 458, 194–197. doi:10.1038/nature07837.
- Jiang, X., Jin, Y., 2005. Mapping the deep lithospheric structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.* 110, B07407. doi:10.1029/2004JB003394.
- Kind, R., Yuan, X., Saul, J., Nelson, D., Sobolev, S.V., Mechie, J., Zhao, W., Kosarev, G., Ni, J., Achauer, U., Jiang, M., 2002. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction. *Science* 298, 1219–1221.
- Ligorria, J.P., Ammon, C.J., 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 (5), 1395–1400.
- Lou, H., Wang, C.Y., Lu, Z.Y., Yao, Z.X., Dai, S.G., You, H.C., 2008. Deep tectonic setting of the 2008 Wenchuan Mw8.0 earthquake in southwestern China. *Sci. China Ser D-Earth Sci.* 52 (2), 166–179.
- Makovsky, Y., Klemperer, S.L., 1999. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust. *J. Geophys. Res.* 104 (B5), 10795–10825.
- Mavko, G., 1980. Velocity attenuation in partially molten rocks. *J. Geophys. Res.* 85, 5173–5189.
- Owens, T.J., Zandt, G., 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature* 387, 37–43.
- Richardson, N.J., Densmore, A.L., Seward, D., Fowler, A., Wipf, M., Ellis, M.A., Yong, L., Zhang, Y., 2008. Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: insights from low-temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.* 113, B04409. doi:10.1029/2006JB004739.

- Royden, L.H., Burchfiel, B.C., Wing, R.W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., Liu, Y., 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science* 276, 788–790. doi:10.1126/science.276.5313.788.
- Shen, Z.K., Sun, J., Zhang, Y., Wang, M., Bürgmann, R., Zeng, Y., Gan, W., Liao, H., Wang, Q., 2009. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake. *Nature Geosci.* 2. doi:10.1038/NGEO636.
- Stone, R., 2008. An unpredictably violent fault. *Science* 320, 1578.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., Jingsui, Y., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science* 294, 1671–1677. doi:10.1126/science.105978.
- Vergne, J., Wittlinger, G., Hui, Q., Tapponnier, P., Poupinet, G., Mei, J., Herquel, G., Paul, A., 2002. Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 25–33.
- Wang, C., Lou, H., Lü, Z., Wu, J., Chang, L., Dai, S., You, H., Tang, F., Zhu, L., Silver, P., 2008. S-wave crustal and upper mantle's velocity structure in the eastern Tibetan Plateau – deep environment of lower crustal flow. *Sci. China Ser. D* 51, 263–274.
- Xu, L., Rondenay, S., van der Hilst, R.D., 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions. *Phys. Earth Planet. In.* 165, 176–193.
- Xu, X., Wen, X., Yu, G., Chen, G., Klinger, Y., Hubbard, J., Shaw, J., 2009. Coseismic reverse- and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 Mw 7.9. *Geology* 37, 515–518. doi:10.1130/G25462A.1.
- Zandt, G., Ammon, C.J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature* 374 (6518), 152–154.
- Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.* 105 (B2), 2969–2980.





# Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China)

---

Cette seconde annexe présente le second article publié en 2010 dans *Tectonophysics*, dans le numéro spécial sur le séisme du Sichuan et la région des Longmen Shan et qui est centré principalement sur la réalisation d'une coupe à l'échelle crustale de la chaîne ainsi que dans la détermination des grandes phases de déformation qui ont permis la structuration de la chaîne.

## Résumé en français

Les Longmen Shan (province du Sichuan, Chine) sont caractérisés par une morphologie atypique qui résulte d'une tectonique de type prisme d'âge triassique (orogène indosinienne) et d'une réactivation plus récente entraînant une tectonique de socle (orogène himalayenne). La prolongation des altitudes importantes dans les zones internes, en continuité avec la chaîne en plissement-décollement du Songpan Garze est une des premières caractéristiques atypiques de cette chaîne. De plus, l'analyse des données de sismologie passive du réseau Longmen Shan à partir de la méthode des fonctions récepteurs a mis en évidence un important saut de Moho d'environ 20km entre le craton du Yangtze et la croûte tibétaine. Ce saut de Moho est localisé à l'aplomb de la zone de cisaillement de Wenchuan et marque la bordure Ouest des zones métamorphiques du Songpan Garze caractérisées par des températures maximales atteintes variant de 300°C à plus de 590°C. De plus, le style de déformation dans le Songpan Garze est marqué par un raccourcissement intense sous forme de plis serrés et les données géophysiques suggèrent la présence d'un important niveau de décollement à environ 15km de profondeur, en base de la pile sédimentaire.

A l'inverse, l'Est de la zone de cisaillement de Wenchuan est caractérisée par une tectonique de socle. En effet, la faille de Beichuan (faille majeure du front de chaîne) accommode l'exhumation de socle Néoprotérozoïque (massif du Pengguan) sur les séries déformées du bassin du Sichuan qui se sont déposées sur une croûte d'environ 44km d'épaisseur.

Ces résultats sont en accord avec une structure de type prisme affectant les sédiments du Songpan Garze chevauchant les sédiments de la marge continentale ouest du craton du Yangtze lors de la première phase de déformation indosinienne. Actuellement, la faible convergence frontale à travers la chaîne, ainsi que la confrontation de deux croûtes

d'épaisseurs contrastées sont des conséquences de l'indentation de la croûte tibétaine par le résistant craton du Yangtze.

Nous proposons que l'augmentation de profondeur du Moho à proximité du saut de Moho, ainsi que l'exhumation de massif cristallin au niveau de la chaîne des Longmen Shan et la propagation de chevauchements aveugles vers le bassin du Sichuan soient des conséquences de cet indentation. Cette configuration reflète un raccourcissement modéré en conséquence de la butée d'un matériel épais et déformable contre le résistant et froid craton du Yangtze.



Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/tecto](http://www.elsevier.com/locate/tecto)

## Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China)

A. Robert <sup>a,\*</sup>, M. Pubellier <sup>a</sup>, J. de Sigoyer <sup>a</sup>, J. Vergne <sup>b</sup>, A. Lahfid <sup>a</sup>, R. Cattin <sup>c</sup>, N. Findling <sup>a</sup>, J. Zhu <sup>d</sup>

<sup>a</sup> Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, CNRS UMR8538, Paris, France

<sup>b</sup> Institut de Physique du Globe de Strasbourg, EOST-CNRS, Strasbourg, France

<sup>c</sup> Géosciences Montpellier, CNRS, Montpellier, France

<sup>d</sup> Chengdu University of Technology, Chengdu, China

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 7 May 2009

Received in revised form 9 January 2010

Accepted 24 March 2010

Available online xxxx

#### Keywords:

Longmen Shan

Thermal data

Crustal deformation

Structural geology

### ABSTRACT

The Longmen Shan (Sichuan, China) is characterised by an unusual morphology which results from a Triassic prism tectonics and a more recent Neogene thick-skin thrusting. Among its specific features is the high elevation of the internal zones in continuity with the Songpan Garze fold-and-thrust belt (SG), which is associated with an abrupt 20 km Moho offset between the Sichuan Basin and the Tibetan plateau as revealed by the analysis of teleseismic data acquired by a dense seismic network. The jump in crustal thickness is located at the apex of the Wenchuan shear zone (WSZ) and marks the western boundary of the metamorphosed units of SG characterized by temperatures varying from 590 °C down to 300 °C as commonly observed in mature accretionary wedges. Both the structural style marked by intense shortening in tight kink folds and geophysical data suggest the presence of an horizontal discontinuity at ~15 km depth over a thick crust (~63 km).

The Longmen Shan east of the WSZ is characterized by thick-skin detachment which thrusts the internal sedimentary units and the Proterozoic basement over the series of the Sichuan Basin deposited on a thinner crust of ~44 km thick. The major front is the Beichuan Fault Zone (BFZ) which brought the internal zones onto Triassic and Jurassic series with lower temperatures (less than 400 °C). Locally, temperatures of ~425 °C are found just below the klippen.

These results are in agreement with an original contact of the SG zone represented by an accretionary wedge of sediments thrust over the margin of the continental crust of the Yangtze craton in the early stage (Indosinian) of the evolution. The present-day slow E–W component of the convergence, added to the difference in crustal thickness caused the Yangtze crust to indent the Songpan Tibetan crust which was softened by a high thermal regime. As a response the edge of the Tibet crust was inflated to the bottom (up to 70 km), whereas to the top, the crystalline massif were exhumed and pushed the deformation eastward as emerging and blind thrusts. This configuration reflects a moderate shortening of the crust which behaves as a soft thick material abutting the resistant and cold Yangtze crust.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

The Longmen Shan is a range of about 350 km long and 50 km wide, striking NE–SW. The tectonic history of this belt began during the Triassic with the Indosinian orogeny, which was synchronous with the collision of the North China block with the South China block (Yangtze craton), and ended the closure of the Paleotethys. Magmatic events were recorded later during most of the Mesozoic (Roger et al., 2008), but the kinematic setting remains unclear. During the Cenozoic, old structures were reactivated and new ones formed, as a consequence of the distant India–Eurasia collision and the uplift of the Tibetan plateau (Yong et al., 2006).

In terms of morphology, the Longmen Shan differs significantly from most classical orogens of the world. It marks the steepest margin of the Tibetan Plateau. It is sharper than the Himalaya front due to the poor development of frontal foothills. However, unlike other regions with steep step gradient, the convergent rate <3 mm/year (Chen et al., 2000; Gan et al., 2007; Shen et al., 2009) across the range is strikingly low. In addition, the topographic front of the range rises gently from the basin toward the east, instead of being sharp and located on the main thrust, suggesting a complex geometry in the foothills.

To investigate the crustal structure Robert et al. (this issue) performed a dense seismological profile across the Longmen Shan and Tibetan Margin. Robert et al. (this issue) show a sharp vertical offset of the Moho of 20 km over 30 km wide, approximately above the Wenchuan shear Zone (WSZ).

Due to these peculiar features and to its location, the Longmen Shan is a key area to test different geodynamical models proposed for the building and the evolution of the Tibetan plateau. Several decades of studies performed by various teams document this area in terms of

\* Corresponding author.

E-mail addresses: [arobert@geologie.ens.fr](mailto:arobert@geologie.ens.fr) (A. Robert), [manu\\_pub@geologie.ens.fr](mailto:manu_pub@geologie.ens.fr) (M. Pubellier), [sigoyer@geologie.ens.fr](mailto:sigoyer@geologie.ens.fr) (J. de Sigoyer), [jerome.vergne@eost.u-strasbg.fr](mailto:jerome.vergne@eost.u-strasbg.fr) (J. Vergne), [lahfid@geologie.ens.fr](mailto:lahfid@geologie.ens.fr) (A. Lahfid), [cattin@gm.univ-montp2.fr](mailto:cattin@gm.univ-montp2.fr) (R. Cattin), [findling@geologie.ens.fr](mailto:findling@geologie.ens.fr) (N. Findling), [zhujus@cdut.edu.cn](mailto:zhujus@cdut.edu.cn) (J. Zhu).

stratigraphy (Chen and Wilson, 1995; Yong et al., 2003; Yong et al., 2006; Burchfiel et al., 1995; Meng et al., 2006), structures (Chen and Wilson, 1995; Burchfiel et al., 1995; Harrowfield and Wilson, 2005; Roger et al., 2008; Burchfiel et al., 2008; Hubbard and Shaw, 2009), petrology (Worley and Wilson, 1996; Huang et al., 2003b; Harrowfield, 2001) and geophysics (Lev et al., 2006; Sol et al., 2007; Xu et al., 2007; Burchfiel et al., 2008; Lou et al., 2009; Robert et al., this issue). However the metamorphic conditions are still poorly known except locally in the Danba area where crustal exhumation involving migmatitic rocks has been well described (Huang et al., 2003a,b; Wallis et al., 2003).

The main goal of this paper is to combine available datasets with our new constraints on the geometry of the crust and thermal data to draw a cross-section which reconciles the deformation resulting from Triassic sedimentary accretion to Cenozoic and Quaternary thick-skin deformation.

## 2. Two crustal provinces separated by an intermediate zone: The Longmen Shan

The Longmen Shan marks sharp topography which is close but not exactly above the projected Moho step separating a 63 km thick crust under the Songpan Garze fold belt in this area to 44 km thick crust below the Sichuan basin (Robert et al., this issue). Actually, seismological data indicate that the Moho step is under the Wenchuan shear zone, while the topographic step is located eastward in the fold-and-thrust belt of the Yangtze platform.

We therefore identify two large crustal provinces in the Longmen Shan region: (1) The Songpan Garze unit and (2), the Yangtze affinities unit (Fig. 1).

- (1) The Songpan Garze unit is major component of the Tibetan plateau. It is composed of a thick (5 to 10 km) sequence of lower and middle Triassic flysch-type sediments disconformably deposited on a thick (5–7 km) Palaeozoic cover of margin sediments (Mattaeur et al., 1992). In the Longmen Shan the Triassic flysch and the Palaeozoic cover are generally in thrust contact with Palaeozoic platform sediments that formed the cover of the Yangtze passive margin and its Proterozoic basement (Chen and Wilson, 1995; Harrowfield and Wilson, 2005).
- (2) The Yangtze affinities unit which form the South-East province consists in Neoproterozoic crystalline massifs present along a

narrow belt oriented NE–SW. It is composed of 4 large basement massifs (Pengguan, Xuelongbao, Baoxing and Tongghua massifs, see location in Fig. 1) over which most of the Neoproterozoic sedimentary cover has been eroded, together with the former thrust units. The Pengguan crystalline massif represents the core of the south Longmen Shan. It is bounded by the Wenchuan–Maowen shear zone to the west and the Beichuan thrust to the east (Fig. 1). The basement still supports part of its original marine Proterozoic sedimentary cover of Sinian carbonates. On the schematic map of Fig. 1, we therefore integrated the Proterozoic sediments north-east of the Pengguan massif to the basement unit. The sedimentary facies of Permian and Triassic rocks vary from the eastern to western sides of the Pengguan massif. To the east Permian and Triassic are dominated by limestone whereas thick monotonous clastic sediments are recorded during the same time span in the Songpan Garze unit. A Proterozoic basement, similar to that of the Longmen Shan, is exposed in Danba area, and is characterised by more distal Palaeozoic metagraywackes and metapelites metamorphosed under amphibolite to migmatite facies (Worley and Wilson, 1996; Harrowfield and Wilson, 2005; Yong et al., 2006) but is likely to be different in the central part of the Songpan Garze terrane.

As observed by previous authors, the definition of these tectonic zones intersects the former and paleogeographic zones which refer to original depositional environments (Harrowfield and Wilson, 2005; Yong et al., 2006)

## 3. Construction of a crustal section

In order to propose a synthetic crustal cross-section through the Longmen Shan we use both geophysical and geological data (Fig. 2). First, topographic radar based SRTM data, Landsat TM, Spot and Aster imagery, and geological maps at various scales are used to study the main tectonic structures (the 1:2.5M Geological Map of the People's Republic of China from Sinomaps Press, the new 1:5M Geological Map of Asia from CGMW, and 1/200,000 Geological Maps of Sichuan). The surface structures were also compared to existing sections (Worley and Wilson, 1996; Harrowfield and Wilson, 2005; Yong et al., 2006; Jia et al., 2006; Hubbard and Shaw, 2009; Wenzheng et al., 2009). The structures at depth were extracted from seismic profiles presented in Jia et al. (this

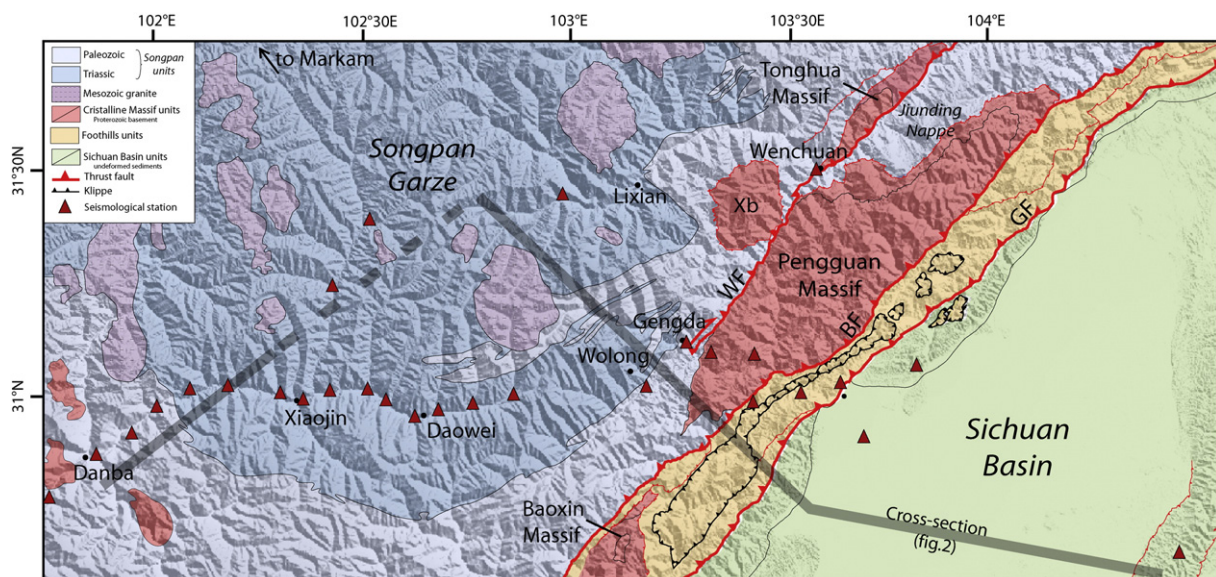
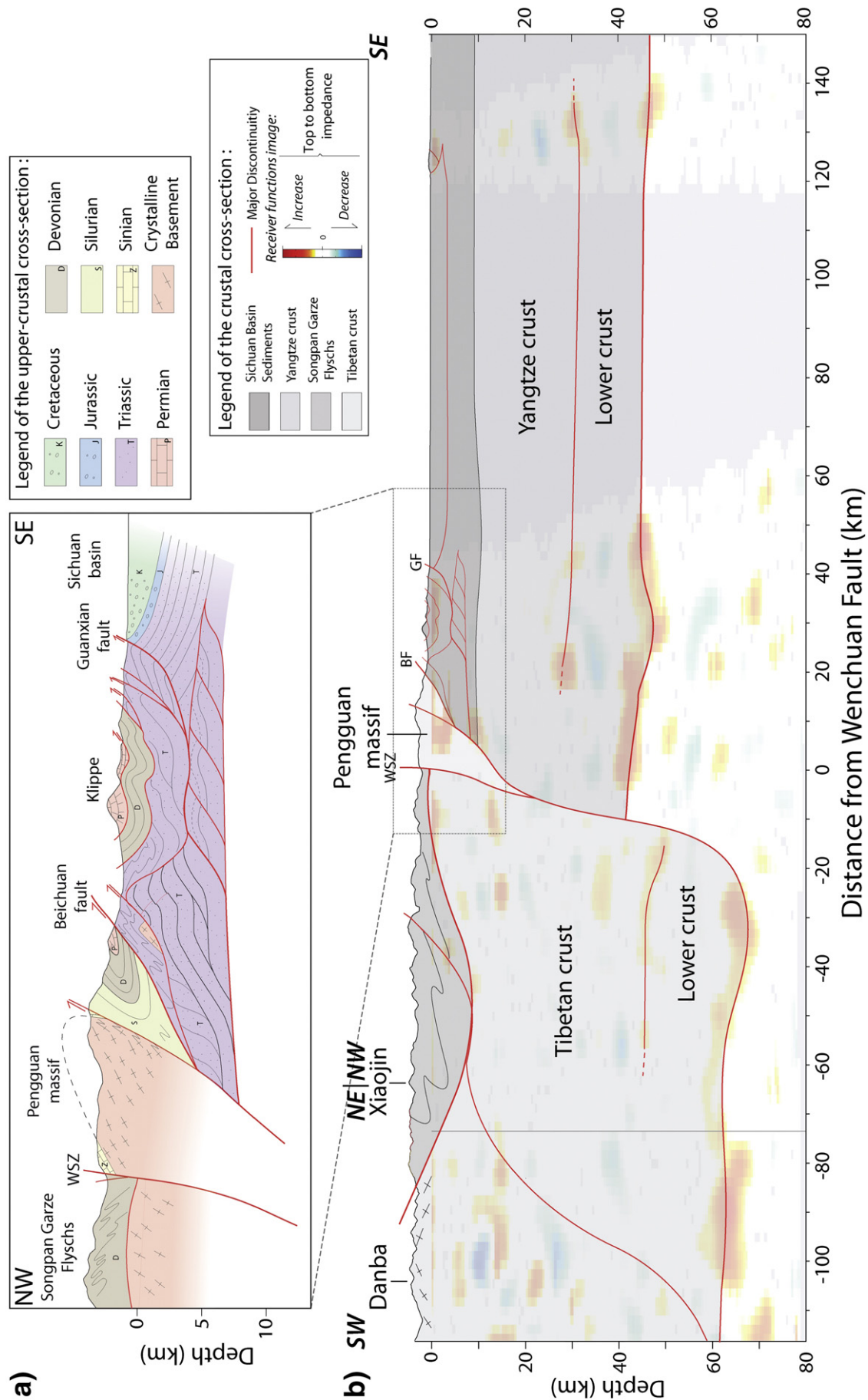


Fig. 1. Structural sketch of the Longmen Shan mountains area showing the relationships between the eastern Songpan Garze fold belt and the western Sichuan basin. The gray line correspond to the cross-section which is represented in Fig. 2. Xb: Xuelongbao massif, GF: Guanxian Fault, BF: Beichuan Fault, and WF: Wenchuan Fault.





**Fig. 2.** a) Simplified cross-section of the frontal part of the Longmen Shan along the trend of the main section. Mostly Mesozoic sediments from Yangtze block (Sichuan basin) are involved except some of the internal Palaeozoic to Triassic sediments of the Jiundong nappe. b) Schematic section based on the receiver functions profile and seismic lines showing the thick Songpan crust impinged against the older and thinner Yangtze crust.



issue) and Wenzheng et al. (2009) and on a profile based on receiver function and gravity data from Robert et al. (this issue).

Part of the structure of the Longmen Shan is hereafter illustrated by a composite section between Gengda and Wolong (Fig. 2). This section runs approximately along strike the seismological profile described by Robert et al. (this issue), and is supported by one available seismic lines (Wenzheng et al., 2009).

To the western part of the cross-section, the Songpan affinity mostly Devonian and Triassic deformed and metamorphosed sediments crop out.

Field observations indicate that in the Songpan unit, the structural style is dominated by at least two fabrics of schistosity S1 and S2 beared by two metamorphic paragenesis, related to the D1 and D2 events (Chen and Wilson, 1995; Worley and Wilson, 1996; Harrowfield and Wilson, 2005) (Fig. 3). The S1 fabric is co-axial with the tight folds F1 which characterize the Songpan tectonic province and the S2 is a well-defined although not always present crenulation. In the Danba area, the S2 is oblique to the S1 and indicates two discrete deformation events, whereas in the Wenchuan region the two events are at close angle and are more difficult to unravel. S1 is often attributed to the early event during the Triassic, which is associated with a thin-skin basal decollement of the sedimentary cover (Fig. 4) (Calassou, 1994; Harrowfield, 2001; Harrowfield and Wilson, 2005). Wilson et al. (1994) estimate that the thrusting and folding during D1 have resulted in greater than 50% shortening of the fold belt. The deformation is reoriented parallel to the plate boundary (Calassou, 1994; Worley and Wilson, 1996) due to the effect of simple shear along strike the Longmen Shan. D1 structures in the WSZ are transposed into S2 fabric (Worley and Wilson, 1996). The D2 deformation is spatially and temporally associated with the development of the WSZ (Worley and Wilson, 1996). This ductile deformation zone of several kilometres in width is underlined by a sub-vertical S2 schistosity, associated with C/S structures that mainly show top to the south-east movements and F2 folds (Fig. 4). D1 and D2 deformation phases are considered to be progressive subdivisions of the continuous south-directed Indosinian shortening (Harrowfield and Wilson, 2005; Harrowfield, 2001). In fact, these deformation phases occurred prior to emplacement of the Rilonguan granite (185 Ma) and the

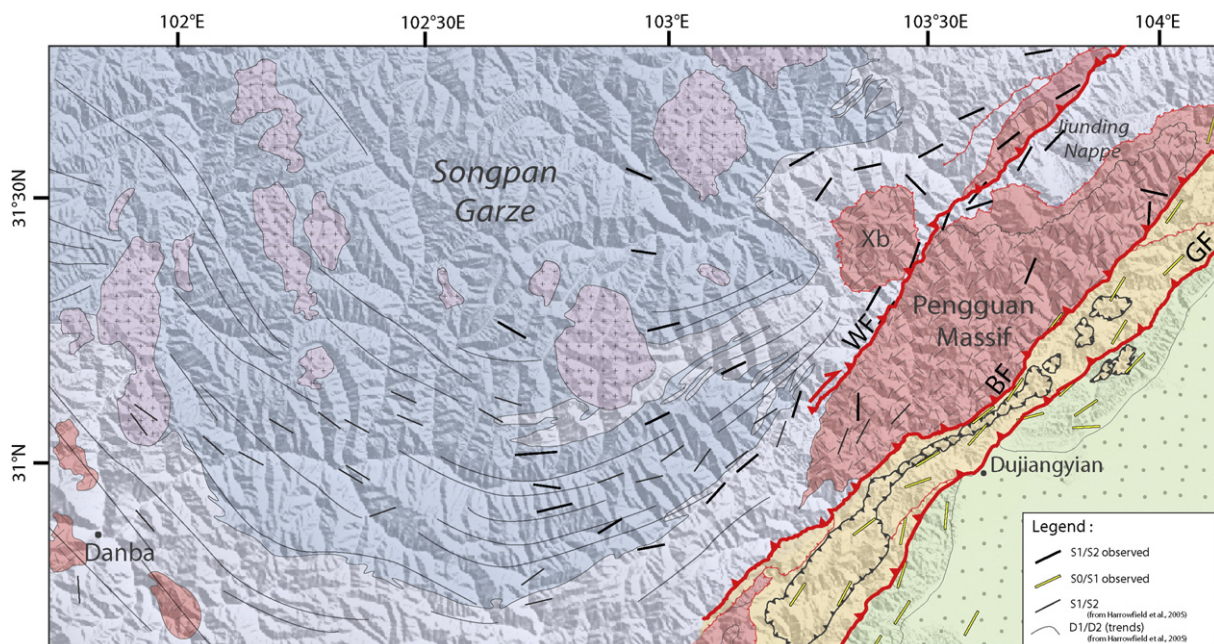
Northern Ma Nai granite (197 Ma) (Calassou, 1994). The exhumation of the Danba antiform has occurred during the early D2 phase which corresponds to active shortening of the overlying sedimentary pile (Harrowfield and Wilson, 2005).

S1 and S2 have different orientations on each side of the WSZ (Fig. 3), suggesting that the last reactivation of Wenchuan fault is younger than the acquisition of S1 and S2 in the Songpan Garze and Pengguan units. The WSZ is cross-cut by some brittle faults whose striations mainly indicate dextral movements.

The Pengguan massif consists of Proterozoic granodiorite associated with diorite. The basement still supports part of its original marine Proterozoic sedimentary cover of Sinian carbonates and quartzite. The sedimentary cover draws a fold along the Pengguan massif suggesting that the basement and the cover were fold as an anticline (Figs. 1 and 2). In the Pengguan massif, a schistosity S1 is locally developed. The orientation of the S1 is oblique to the strike of Beichuan fault suggesting that it has been developed before the activation of the Beichuan fault (Fig. 3).

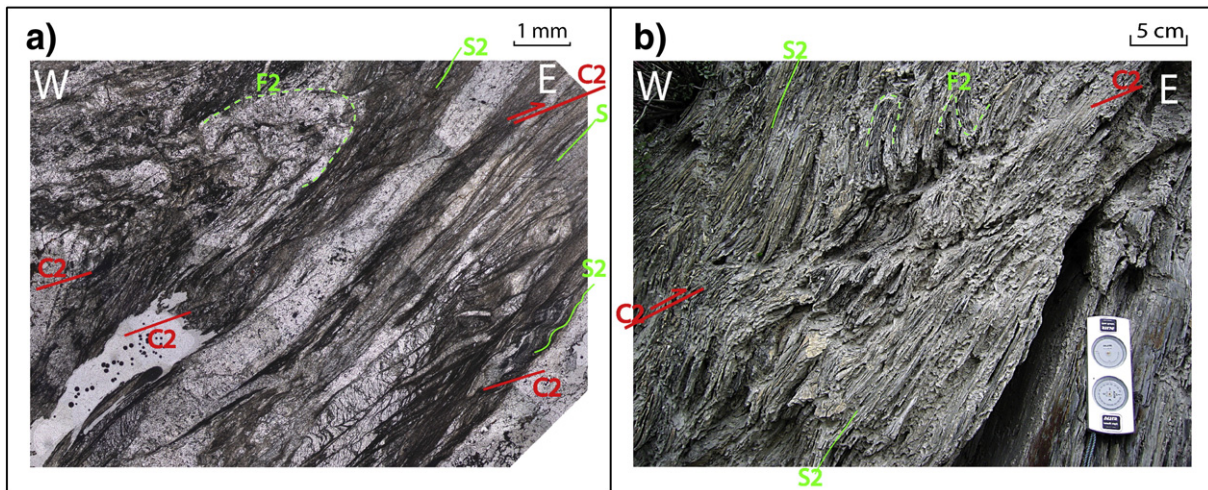
The Beichuan fault marks the contact between the Pengguan massif and the overlying Palaeozoic sediments that constitute the deformed foothills. The Beichuan fault is a narrow zone of deformation running over 300 km, striking NE, dipping at 60° to the NW. It shows mostly thrust and dextral structures and allowed the exhumation of the Pengguan crystalline massif upon the sedimentary foreland (Fig. 2).

Field observations indicate that mostly folds and thrusts with limited schistosity develop in the foothills of the range South-East of the Beichuan fault. S0 strike is parallel to the Beichuan and Guanxian faults, suggesting that the deformation of stratification and the faults may be contemporaneous. Sediments of Devonian to Triassic age with a Yangtze affinity crop out as a succession slices and an elongated segmented klippe (Worley and Wilson, 1996) resting tectonically on gently folded Triassic sediments (Fig. 2, Fig. 5a). Further east, the Sichuan basin units are dipping toward the basin and are overthrust by the gently folded Triassic and Jurassic sediments. The poor development of the foreland belt in the Longmen Shan range is due to a duplex system which is well imaged by seismic profiles (Jia et al., 2006, this issue; Wenzheng et al., 2009). Seismic lines in the western



**Fig. 3.** Trends of selected structural elements (bedding as short segments in blue, major cleavage observed in black, cleavage from Harrowfield and Wilson, 2005 in gray). Continuous lines from Harrowfield and Wilson (2005), have been added to show the extension of the structures. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

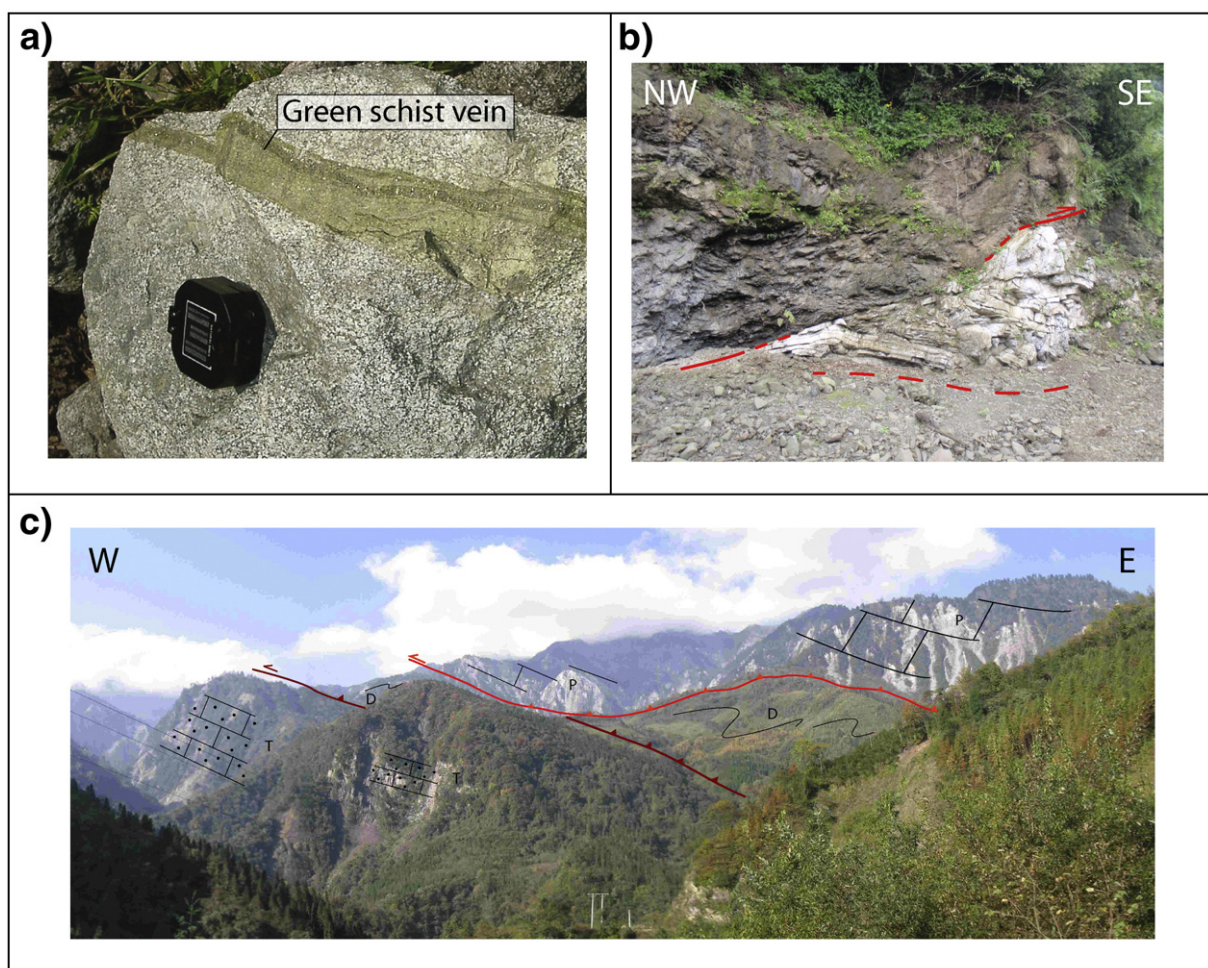




**Fig. 4.** Microscopic and macroscopic structures in Palaeozoic rocks sampled in the Wenchuan shear zone. a) Microscopic uncrossed polarized view of a thin section of an oriented Devonian black schist in the southern Wenchuan shear zone b) Macroscopic photograph of the outcrop showing thrusting with top to the East movement. The deformation at microscopic scale looks like the macroscopic deformation with top to the East sense of shear.

part of the Sichuan basin generally indicate a decollement level within the Triassic shaly lithologies. Although no detailed geometry is imaged below the klippes and the frontal thrusts, an uplift of the

decollement is required, resulting from the stacking of several sedimentary slices (Fig. 5). In the vicinity of the Beichuan fault, the deformation is more pronounced and tight duplexes are found. Near



**Fig. 5.** a) Photograph of Pengguan crystalline rocks in the hangingwall of the Beichuan fault. The mostly underformed Proterozoic granite is crossed cut by veins full of greenschists minerals, chlorite, phengite, epidote, feldspars and calcite. b) Decametric boudin of Sinian limestones included in large shear with top to the SE movement. c) Panoramic view of a klippe (Permian and Devonian sediments) thrust over Triassic sediments.



the contact with the Baoxing Massif, decametric boudins of Sinian limestone are included in large shears with top to the SE motion (Fig. 5).

#### 4. Thermal structure

The main tectonic contacts are often associated with significant jumps of metamorphic *PT* conditions (Goffe and Chopin, 1986). We thus expect that the two contrasted crustal provinces recorded contrasted metamorphic conditions. Most of the published metamorphic studies were focused on the Danba area, where amphibolitic to migmatization facies conditions were described (Harrowfield and Wilson, 2005; Yong et al., 2006), with peak pressure of 8 kbar at 700 °C were reported (Huang et al., 2003a,b). Controversial Triassic, Cretaceous and Cenozoic ages were proposed for this barrovian metamorphism (Huang et al., 2003a,b; Wallis et al., 2003; Zhou et al., 2008; Itaya et al., 2009). Data are also available around the Xuelongbao massif close to the WSZ, where metamorphic conditions under amphibolitic facies are inferred (600 °C, 10 kbar) (Worley and Wilson, 1996).

To our knowledge, no detailed petrological study has been performed in the other parts of the belt. White micas and chlorite were recognized in the Palaeozoic cover of Pengguan massif in the Wenchuan shear zone along the Gengda cross-section (Chen and Wilson, 1995) then greenschist facies conditions were proposed for these rocks, contrasting with amphibolitic conditions recorded further north. However the lack of metamorphic mineral of higher grade is probably due to the bulk composition of the rocks, that are magnesian and calcic rich and aluminous poor, rather than to the pressure and temperature conditions of metamorphism. The petrological study is presently being carried out and we present hereafter preliminary results on Beichuan fault as well as thermal results.

Near Beichuan fault zone, the deformation in the footwall is marked by cataclastic Sinian limestones, while metamorphic veins filled with greenschists facies minerals (chlorites, white micas, epidotes, plagioclases and calcite) are observed in the hangingwall of Beichuan fault (Fig. 5). The pressure and temperature (*PT*) conditions of veins formation were estimated by de Sigoyer et al. (2008) using a multi-equilibrium calculations on white micas and chlorites in the vein. Pressures of about 9 to 10 kbar were estimated in the hangingwall of the Pengguan massif, associated with a low temperature of 350 °C. This first estimation has to be confirmed by further analyses along the Beichuan fault. Such metamorphic conditions suggest that the basement rocks uplifted from 25 km depth in cold context or associated with cold fluids. This *PT* estimation is compatible with a thrust movement along the Beichuan fault that allowed the exhumation of the Pengguan crystalline massif by thick-skin deformation onto the foothills.

##### 4.1. Thermal data on the Longmen Shan and Songpan Garze from RSCM

As carbonaceous material is ubiquitous in most of the Longmen Shan and Songpan Garze we use in this study the geothermometer RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material) based on the evolution of the carbonaceous material structure. Because of irreversible character of graphitisation, the organic material is not sensitive to the retrograde conditions. This geothermometer provides estimates of peak temperature ( $\pm 50$  °C) in the range 250–650 °C (Beyssac et al., 2002; Lahfid, 2008). Following the commonly used analytical procedures, Raman spectra were obtained using a Renishaw InVia Reflex microspectrometer (Paris, ENS). We used a 514-nm Spectra Physics argon laser in circular polarization. 10 to 15 spectra were recorded for each sample and were then processed using the software Peakfit (Beyssac et al., 2003).

Finally, temperature peaks were determined on a large scale across the both provinces to reveal their thermal structure. 41 collected samples were analysed (Fig. 4 and Table 1).

**Table 1**

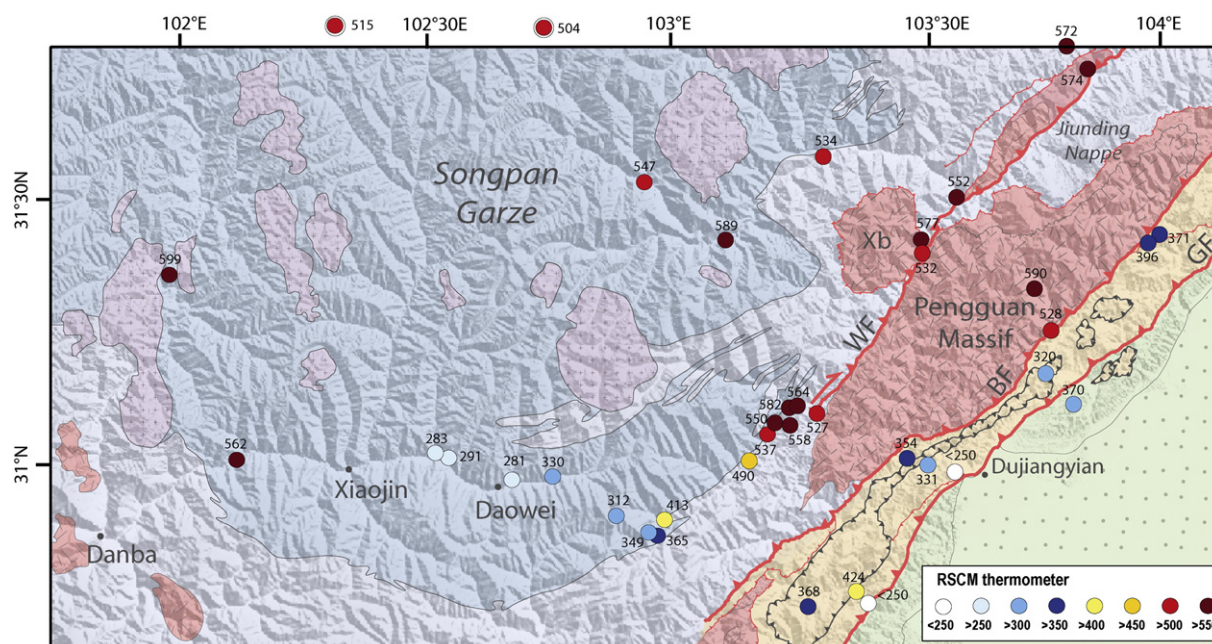
RSCM results with localization of the samples, age and short description of rocks (from the geological map) and obtained peaks of temperature.

Longitude	Latitude	Temp. (°C)	Description of the sample
101.985	31.348	599	Triassic flyschs
102.120	31.011	562	Triassic flyschs
102.300	31.850	515	Triassic flyschs
102.531	31.023	283	Triassic flyschs
102.556	31.013	291	Triassic flyschs
102.686	30.973	281	Triassic flyschs
102.706	31.860	504	Triassic flyschs
102.768	30.981	330	Triassic flyschs
102.894	30.911	312	Triassic flyschs
102.950	31.515	547	Triassic flyschs
102.966	30.881	349	Triassic flyschs
102.976	30.875	365	Triassic flyschs
103.000	30.900	413	Triassic flyschs
103.074	31.405	589	Triassic flyschs
103.164	31.016	490	Triassic flyschs
103.192	31.052	537	Silurian schists
103.209	31.058	550	Silurian schists
103.242	31.091	558	Triassic flyschs
103.259	31.123	582	Devonian black schists
103.267	31.123	564	Devonian black schists
103.291	30.768	368	Triassic sandstone
103.293	31.108	546	Silurian schists (not on the map)
103.293	31.108	560	Silurian schists (not on the map)
103.308	31.088	527	Silurian schists
103.323	31.561	534	Devonian black schists
103.388	30.799	424	Triassic sediments in the klippe
103.412	30.765	<250	Upper Triassic sediments
103.497	31.394	577	Silurian schists
103.469	31.032	354	Triassic sandstone
103.518	31.379	532	Silurian schists
103.530	31.024	331	Triassic mudstone
103.567	31.024	<250	Triassic sandstone with coal
103.581	31.488	552	Sedimentary cover of the Pgg massif
103.749	31.333	590	Calcareous interbedded in granodiorite
103.771	31.185	320	Jurassic sandstone
103.783	31.263	528	Sinian calcareous
103.818	31.764	572	Cambrian schist
103.850	31.131	370	Jurassic sandstone
103.852	31.719	574	Cambrian schist
103.963	31.429	396	Triassic sandstone
103.983	31.436	371	Triassic sandstone

The temperature map (Fig. 6) deduced from the RSCM analyses shows that the temperature peaks are not randomly distributed. The highest temperature zones are located on the margin of the Songpan Garze unit, close to Wenchuan and Danba area. In the absence of magmatic rocks associated with this high temperature conditions we propose that they reflect zones of major exhumation. These high temperatures are recorded in metasediments of Proterozoic to lower Triassic age, and may either be related to the Indosinian orogeny, or may be younger. Between Gengda and Danba across the Songpan Garze, weaker temperatures are probably associated with a shallower thrust unit above the decollement. Further north in the middle part of the Songpan Garze flysch (Fig. 6), unexpected high temperatures were recorded within rocks devoid of any metamorphic minerals, temperature peaks reach 500 °C close to Markam and 590 °C close to Lixian (see location on Fig. 1).

The Pengguan unit (from the Beichuan fault to the Wenchuan fault zone) yield temperature peaks ranging between 530 and 590 °C suggesting important exhumation since the Triassic, whereas low temperatures <370 °C are recorded in the foothills of the Longmen Shan, in Paleozoic and Mesozoic sedimentary cover. The lower temperature peaks recorded in the foothills reflect a different metamorphic evolution for the foothills, as compared with those from the Songpan Garze unit.

The foothills sediments clearly belong to the para-autochthonous series of the Yangtze plate. Locally at the base of the klippe, higher temperatures of 400–425 °C were recorded (Fig. 5), suggesting that the klippe have tectonic origin (Meng et al., 2006) instead of gravity slide.



**Fig. 6.** SRTM and structural map of the Longmen Shan showing the peak temperatures recorded in the metasedimentary rocks by the graphitisation of carbonaceous material. Maximum temperature estimates are based on the RSCM thermometer (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material, [Beyssac et al., 2002](#); [Lahfid, 2008](#)) between 250 and 650 °C. See [Table 1](#) for precise locations of these data.

## 5. Discussion

The structure of this southern segment of the Longmen Shan results from a polyphase evolution which dates back from Triassic times and was built during two major stages of deformation with contrasting styles. One is marked by a prism tectonics and the other is thick-skin and therefore linked to the activity of deeply rooted faults that allowed the exhumation of metamorphic terranes and crystalline units. The timing of the events has been already attempted by [Harrowfield and Wilson \(2005\)](#), and is crucial since the variation of plate thicknesses probably condition the location and the style of deformation.

Early thickening of the sedimentary pile must have been associated with the constructing wedge during the Triassic, but cannot account for the thickening of the crust which is widespread over the Tibet Plateau during the Himalayan orogeny ([Fielding et al., 1994](#); [Arne et al., 1997](#); [Kirby et al., 2002](#)).

On the other hand, the Neogene reactivation under brittle conditions is evident in the foothills of the Longmen Shan and indicates shortening perpendicular to the range. Despite of this, the fold-and-thrust belt does not develop topography far into the foreland due to the existence of a blind decollement which uplifts the basin passively ([Wenzheng et al., 2009](#); [Jia et al., 2006, this issue](#)). Indeed, reactivation as strike-slip occurs at places along the Beichuan Fault and is also well marked as flower structure post-dating the schistosity along the Wenchuan Fault south of Wolong. However, the large faults of Beichuan and Wenchuan appear to be deeply rooted ([Hubbard and Shaw, 2009](#); [Robert et al., this issue](#)).

### 5.1. Geological record of the vertical motion

During the Triassic, the western Sichuan basin went from carbonate platform environment to a more unstable paralic and continental environment and, became a flexure loaded foredeep filled with several kilometres of nonmarine clastic rocks. These deposits demonstrate the existence of eroded emerged land at the margin of the Yangtze continent whereas to the north-west, continuous convergence was

closing the limbs of the Paleotethys ([Chen et al., 1994](#); [Burchfiel et al., 1995](#); [Yong et al., 2003](#)).

The age of the exhumation of crystalline massif, or thick-skin is unclear. [Chen and Wilson \(1995\)](#) proposed that the Pengguan massif constituted a horst from the Late Palaeozoic which was slightly thrust during the early Indosinian orogeny, therefore combining both thick and thin-skin tectonics at the same time. Later work emphasized the important exhumation of the Pengguan during Miocene time ([Godard et al., 2009](#); [Robert et al., this issue](#)) and cross-cutting relationships suggest that the structure was rather acquired in at least two main stages; an Indosinian and an Himalayan stages. Results from fission tracks on zircons and apatites in the central part of the Longmen Shan suggest a strong exhumation of crystalline massif during the Miocene (11 Ma) ([Arne et al., 1997](#); [Kirby et al., 2002](#); [Densmore et al., 2007](#); [Godard et al., 2009](#)). This Miocene re activation of older structures is crucial for the construction of the high relief of the Longmen Shan. It may be responsible for both the thickening of the Tibetan crust and allows thick-skinned deformation which propagated slowly south-eastward until now.

Sedimentary record also supports the two-phase evolution ([Yong et al., 2003](#); [Richardson et al., 2008](#)).

Marines and then continental molasses have been deposited since the end of the Triassic in the foreland of the Longmen Shan. Relief did exist along this belt since the upper Triassic. However no metamorphic nor crystalline pebbles were observed in the molasses before the Eocene conglomerates, suggesting that the crystalline basement and metamorphic unit reached the surface only by Eocene times. This indirect information suggests that the Beichuan fault was already functioning as a thrust by Eocene time.

The subsidence history recorded in the Sichuan basin results directly from flexural loading, and suggests that two major tectonic events thickened the crust of the Longmen Shan ([Jia et al., 2006](#)). The first event during the Triassic is associated rapid thickening of the upper Triassic sediments in the foredeep ([Wilson et al., 1994](#); [Burchfiel et al., 1995](#); [Yong et al., 2003](#); [Jia et al., 2006](#)). The second event has been attributed to uppermost Cretaceous–Paleogene ([Jia et al., 2006](#)) but its importance is difficult to estimate. Certainly, clastic



sedimentation continued throughout the Mesozoic. Chen et al. (1994) propose that the ongoing convergence between the Indian and the Eurasian plates has resulted in reactivation of thrusting along specific faults in the Longmen Shan and folding in the foreland basin sediments. The major unconformities are within Paleogene and Neogene sediments and between Neogene formation and Quaternary (Tong, 1992).

## 5.2. Record of thermal history

The region covered by this study includes part of the Songpan tectonic zone, whose basement is not known in most areas, but is composed near Danba of migmatitic rocks with crust and relicts of ophiolite. It has been affected by metamorphic conditions during the Indosinian orogeny prior to suffer thickening in the Tertiary. This region which extends until the Wenchuan fault zone has a penetrative shistosity above a decollement level and reached relatively high temperatures. Long-term cooling histories have been obtained by various authors (Roger et al., 1995; Kirby et al., 2002; Huang et al., 2003b; Xiao et al., 2007; Itaya et al., 2009) on Mesozoic granites and on the metamorphic series near Danba. Data are still controversial, but show an early (Indosinian) metamorphic event, and a Cenozoic recrystallisation could be a possible interpretation of Cenozoic ages.

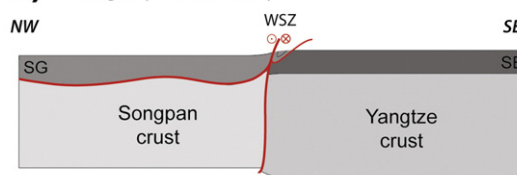
Early thickening of the sedimentary pile must have taken place as everywhere in the Songpan terrane during Triassic times and is recorded in the temperatures but cannot account for the thickening of the crust which is widespread over the Tibet Plateau during the Himalayan orogeny.

Above the edge of the Yangtze plate, in the Longmen Shan sensu stricto, structural and metamorphic data show that the Beichuan fault is related to thick-skinned deformation, as demonstrated by the recent May 2008 earthquake. The fold-and-thrust deformation is also observed on the frontal part of the belt, east of the Beichuan fault in the foothills (Hubbard and Shaw, 2009). The metamorphic *PT* path obtained on the hangingwall of Beichuan fault is compatible with thrust movement of the Beichuan fault that allows the exhumation of Pengguan massif from 25 km depth up to the surface. However, the large faults of Beichuan and Wenchuan appear to be deeply rooted (Hubbard and Shaw, 2009; Robert et al., this issue).

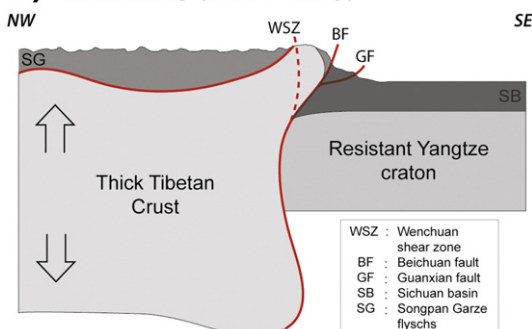
## 6. Conclusion

The thickness of the Songpan plate has therefore varied through times, relative to that of the Yangtze craton which, as a stable cratonic unit did not change. It was primarily a margin of the Paleotethys underlain by oceanic crust and thinned continental crust. Subduction of the Paleotethys led to a tremendous accumulation of sediments coming from the emerged margins and tectonic thickening in opposite verging accretionary wedges (Fig. 7). A present analog of this tectonic environment may be the present-day Molucca sea (Moore and Silver, 1987). The boundary between the plates was controlled mostly by wrenching (Harrowfield and Wilson, 2005) and topography already existed in the area since it shed clastics into the Sichuan Basin. However, it is principally during the Tertiary that crustal thickening occurred in the Tibet independently to the situation of the Longmen Shan. Thickening is illustrated by a steep Moho jump between a 45 km thick Yangtze continental crust and a 63 km thick Tibet-like crust (Robert et al., this issue). Together, the slow E–W component of the convergence and the difference in crustal thickness caused the Yangtze crust to indent the Tibetan crust which was softened by the high thermal regime. As a response the edge of the Tibet crust was inflated to the bottom (up to 70 km), whereas to the top, the crystalline massif were exhumed. This configuration reflects a moderate shortening of the crust which behaves as a soft thick material abutting the resistant and cold Yangtze crust (Fig. 7).

### a) Wedge (Indosinian)



### b) Thickening (Late Tertiary)



**Fig. 7.** Schematic scenario envisaged for the Longmen Shan along the geophysical profile. *Top:* During the early Indosinian event, the crust located west of the present Longmen Shan belonged to the margin of the Paleotethys and composed of a poorly known oceanic or thinned continental crust, and was adjacent to the continental crust of the Yangtze block. A detachment that separated the sedimentary units involved in a subduction wedge created sedimentary thickening and shortening (very oblique to the section). *Bottom:* Crustal thickening during the Neogene as a result from the India/Eurasia convergence overthrew material from the soft Tibetan crust and its upper part composed of the crystalline massifs onto the Yangtze block.

## Acknowledgements

We are grateful to many people who participated in measurements campaign, especially students from the Chengdu University and Southwest Petroleum University. Funding was provided by the Laboratoire de Géologie ENS, INSU/CNRS and ANR grants.

## References

- Arne, D., Worley, B., Wilson, C.J.L., Chen, S.F., Foster, D., Luo, Z.L., Liu, S.G., Dirks, P., 1997. Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics* 280, 239–256. doi:10.1016/S0040-1951(97)00040-1.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material from metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 859–871.
- Beyssac, O., Brunet, F., Petit, J.P., Goffé, B., Rouzaud, J.N., 2003. Experimental study of the microtextural and structural transformations of carbonaceous materials under pressure and temperature. *European Journal of Mineralogy* 15, 937–951.
- Burchfiel, B.C., Chen, Z., Liu, Y., Royden, L.H., 1995. Tectonic of the Longmen Shan and adjacent regions. *International Geology Review* 37, 661–735.
- Burchfiel, B.C., Royden, L., van der Hilst, R., Hager, B., Chen, Z., King, R.W., Li, C., Lü, J., Yao, H., Kirby, E., 2008. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today* 18, 4–11. doi:10.1130/GSATG18A.1.
- Calassou, S., 1994. Etude tectonique d'une chaîne de décollement. A- Tectonique triasique et tertiaire de la chaîne de Songpan Garzê (Est Tibet). B- Géométrie et cinématique des déformations dans les prismes d'accrétion sédimentaire: Modélisation analogique, unpublished thesis of Université de Montpellier, France.
- Chen, S.F., Wilson, C.J.L., 1995. Emplacement of the Longmen Shan Thrust and Nappe Belt along the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Structural Geology* 18, 413–430.
- Chen, S.F., Wilson, C.J.L., Luo, Z.L., Deng, Q.D., 1994. The evolution of the Longmen Shan Foreland basin. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* 10, 159–168.
- Chen, Z., Burchfiel, B.C., Liu, Y., King, R.W., Royden, L.H., Tang, W., Wang, E., Zhao, J., Zhang, X., 2000. Global positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *Journal of Geophysical Research* 105 (B7), 215–227.
- de Sigoyer, J., Carrier, A., Wu, X., Billerot, A., Robert, A., Pubellier, M., 2008. Long-term petrological evolution of the Wenchuan and Beichuan fault zones (Longmen Shan, Sichuan). *American Geophysical Union* 89 (53), T33A-2037.



- Densmore, A.L., Ellis, M.A., Li, Y., Zhou, R., Hancock, G.S., Richardson, N., 2007. Active tectonics of the Beichuan and Pengguan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics* 26, TC4005. doi:10.1029/2006TC001987.
- Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M., Duncan, C., 1994. How flat is Tibet? *Geology* 22, 163–167. doi:10.1130/0091-7613.
- Gan, W., Zhang, P., Shen, Z.-K., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., Zhou, D., Cheng, J., 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research* 112, B08416. doi:10.1029/2005JB004120.
- Godard, V., Pik, R., Lavé, J., Cattin, R., Tibari, B., de Sigoyer, J., Pubellier, M., Zhu, J., 2009. Late Cenozoic evolution of the central Longmen Shan (Eastern Tibet), insight from (U–Th)/He thermochronometry. *Tectonics* 28. doi:10.1029/2008TC002407.
- Goffe, B., Chopin, C., 1986. HP metamorphism in Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 66, 41–52.
- Harrowfield, M.J., 2001. The Tectonic Evolution of the Songpan Garze Fold Belt, Southwest China, Unpublished thesis from the University of Melbourne, Australia.
- Harrowfield, M.J., Wilson, C.J.L., 2005. Indonesian deformation of the Songpan Garze Fold belt, northeast Tibetan plateau. *Journal of Structural Geology* 27, 101–117.
- Huang, M., Maas, R., Buick, I.S., Williams, I.S., 2003a. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China Blocks: geochronological constraints from the Songpan–Garzê orogenic belt, western China. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 223–240.
- Huang, M., Buick, I.S., Hou, L.W., 2003b. Tectonometamorphic evolution of the Eastern Tibet Plateau: evidence from the central Songpan–Garzê Orogenic belt, Western China. *Journal of Petrology* 44, 255–278.
- Hubbard, J., Shaw, J.H., 2009. Uplift of the Longmen Shan and Tibetan plateau, and the 2008 Wenchuan ( $M = 7.9$ ) earthquake. *Nature* 458, 194–197. doi:10.1038/nature07837.
- Itaya, T., Hyodo, H., Tsujimori, T., Wallis, S., Aoya, M., Kawakami, T., Gouzu, C., 2009. Regional-scale excess Ar wave in a Barrovian type metamorphism belt, eastern Tibetan Plateau. *The Island Arc* 18, 293–305.
- Jia, D., Wei, G., Chen, Z., Li, B., Zeng, Q., Yang, G., 2006. Longmen Shan fold-thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China: new insights from hydrocarbon exploration. *AAPG Bulletin* 90, 1425–1447. doi:10.1306/03230605076.
- Jia, D., Li, Y., Lin, A., Wang, M., Chen, W., Wu, X., Ren, Z., Zhao, Y., Luo, L., this issue. Structural model of 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake in the rejuvenated Longmen Shan thrust belt, China. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2009.08.040.
- Kirby, E., Reiners, P.W., Krol, M.A., Whipple, K.X., Hodges, K.V., Farley, K.A., Tang, W., Chen, Z., 2002. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and (U–Th)/He thermochronology. *Tectonics* 21.
- Lahfid, A., 2008. Geothermomètres dans les séries argileuses très matures, Unpublished thesis from Institut de Physique du Globe de Paris.
- Lev, E., Long, M.D., Van der Hilst, R.D., 2006. Seismic anisotropy in eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. *EPSL* 251, 293–303.
- Lou, H., Wang, C.Y., Lu, Z.Y., Yao, Z.X., Dai, S.G., You, H.C., 2009. Deep tectonic setting of the 2008 Wenchuan Ms8.0 earthquake in southwestern China – joint analysis of teleseismic P-wave receiver functions and Bouguer gravity anomalies. *Science in China, Series D: Earth Sciences* 52, 166–179.
- Mattaeur, M., Malavieille, J., Calassou, S., Lancelot, J., Roger, F., Hao, Z., Xu, Z.Q., Hou, L., 1992. La chaîne triassique du Songpan Garze (Ouest Sechuan et Est Tibet): Une chaîne de plissement-décollement sur marge passive. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 314, 619–626.
- Meng, Q.-R., Hu, J.-M., Wang, E., Qu, H.-J., 2006. Late Cenozoic denudation by large-magnitude landslides in the eastern edge of Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 252–267.
- Moore, J.C., Silver, E.A., 1987. Continental margin tectonics: submarine accretionary prisms. *Review of Geophysics* 25, 1305–1312.
- Richardson, N.J., Densmore, A.L., Seward, D., Fowler, A., Wipf, M., Ellis, M.A., Yong, L., Zhang, Y., 2008. Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: insights from low-temperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research* 113, B04409. doi:10.1029/2006JB004739.
- Robert, A., Zhu, J., Vergne, J., Cattin, R., de Sigoyer, J., Chan, L.S., Pubellier, M., Zhu, L.D., this issue. Crustal structures in the area of the 2008 Sichuan Earthquake from seismology and gravimetry. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2009.11.010.
- Roger, F., Calassou, S., Lancelot, J.R., Malavieille, J., Mattaeur, M., 1995. Geochronology and isotope geochemistry of granitoids associated with the Songpan–Garze decollement (eastern Tibet). *Terra Abstracts* 7 (351–352), 1995.
- Roger, F., Jolivet, M., Malavieille, J., 2008. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 180–189.
- Shen, Z.K., Sun, J., Zhang, Y., Wang, M., Bürgmann, R., Zeng, Y., Gan, W., Liao, H., Wang, Q., 2009. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake. *Nature Geoscience* 2. doi:10.1038/NCEO636.
- Sol, S., Meltzer, A., Bürgmann, R., Van der Hilst, R.D., King, R., Chen, Z., Koons, P.O., Lev, E., Liu, Y.P., Zeitler, P.K., Zhang, X., Zhang, J., Zurek, B., 2007. Geodynamics of the Southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology* 35, 553–566.
- Tong, C.G., 1992. Tectonic Evolution and Oil–gas-accumulating Process of the Sichuan Basin. Geological Publishing House, Beijing, p. 128.
- Wallis, S., Tsujimori, T., Aoya, M., Kawakami, T., Terada, K., Suzuki, K., Hyodo, H., 2003. Cenozoic and Mesozoic metamorphism in the Longmen Shan orogen: implications for geodynamical models of eastern Tibet. *Geology* 31, 745–748.
- Wenzheng, J., Liangjie, T., Keming, Y., Guimei, W., Zhihou, L., Yixin, Y., 2009. Transfer ones within the Longmen Mountains thrust belt, SW China. *Geosciences Journal* 13. doi:10.1007/s12303-009-0001-9.
- Wilson, C.J.L., Chen, S., Worley, B.A., Arne, D., Luo, Z., Liu, S., 1994. Tectonic evolution of the Longmen Shan Mountains and Western Sichuan Foreland Basin. *Geological Society of Australia Abstracts* 36, 174–175.
- Worley, B.A., Wilson, C.J.L., 1996. Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressionnal orogenesis, an example from the Central Longmen Shan, China. *Journal of Structural Geology* 18, 395–411.
- Xiao, L., Zhang, H.F., Clemens, J.D., Wang, Q.W., Kan, Z.Z., Wang, K.M., Ni, P.Z., Liu, X.M., 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* 96, 436–452. doi:10.1016/j.lithos.2006.11.011.
- Xu, L., Rondenay, S., van der Hilst, R.D., 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan plateau from teleseismic receiver functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 165, 176–193.
- Yong, L., Allen, P.A., Densmore, A.L., Qiang, X., 2003. Evolution of the Longmen Shan foreland basin (Western Sichuan, China) during Late Triassic Indosinian orogeny. *Basin Research* 15, 117–138.
- Yong, L., Rongjun, Z., Densmore, A.L., Wilson, C.J.L., Ellis, M.A., 2006. The Geology of the Eastern Margin of the Qinghai–Tibet Plateau. Geological Publishing House, Beijing. 2006.9., ISBN 7-116-04929-0.
- Zhou, M.F., Yan, D.P., Vasconcelos, P.M., Li, J.W., Hu, R.Z., 2008. Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the Danba domal terrane, eastern margin of the Tibetan plateau. *Journal of Asian Earth Sciences* 33, 414–427. doi:10.1016/j.jseas.2008.03.003.



ANNEXE C

# Résultats des datations au LA-ICPMS sur Zircons

---

Orléans, le 6 Juillet 2010

**SERVICE METROLOGIE, MONITORING, ANALYSE**  
**Unité : ISO (2010/Papouasie)**

**Demandeur :**

**J. De Sigoyer (ENS-Paris)**

**Rapport d'essais :**

**Datations effectuées à l'aide du couplage laser ICPMS-MC (Neptune)**

***Alain COCHERIE***

21 Pages

8 Tableaux

13 Figures

Résumé :

***Chine***

Le métasédiment 12 et le métaгранite 182 contiennent des zircons qui ont tous cristallisé pendant la même période : à **747 ± 7 Ma** et à **741 ± 21 Ma**, respectivement. Les zircons du métasédiment 13B ne permettent pas le calcul d'un âge unique. Le sédiment contient des zircons ayant cristallisé entre **950** et **850 Ma**. Ces zircons sont significativement plus anciens que ceux contenus dans les deux roches précédentes.

---

MOTS-CLES : Datation U-Pb, zircon, laser-ICPMS, Papouasie, Chine, éclogite, migmatite, métasédiment, métaгранite

## **1. Introduction**

### **1.1. Datation U-Pb sur zircon : couplage laser- ICPMS-MC (NEPTUNE)**

A la suite de la création du laboratoire Neptune en juin 2002, l'installation du laser et du système de multicompteur d'ions (MIC) en janvier 2005 nous avait permis la mise au point de la datation U-Pb *in situ* sur zircon (Cocherie et Robert, 2008). Depuis janvier 2010 nous disposons d'un nouveau system d'ablation laser qui a été utilisé pour les datations de cette étude.

Les principes généraux de la datation sont inspirés de la procédure analytique développée par le passé sur les SHRIMP (voir pas exemple : Williams, 1998) ou la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 (Deloule et al., 2001).

*Les principales différences sont les suivantes :*

- 1- La matière est ablatée à l'aide d'un laser puis transportée sous un courant d'argon au lieu d'un « arrachage » plus délicat de la matière par un faisceau d'ions primaires  $O_2^-$  dans le cas des sondes ioniques.
- 2- Pour cette application, l'ICPMS est configurée en mode basse résolution et en mode statique, c'est-à-dire que toutes les masses depuis  $^{202}Hg$  jusqu'à  $^{238}U$  sont collectées simultanément (sur compteurs d'ions pour 202, 204, 206, 207, 208 et sur cages de Faraday pour 232 et 238) tandis que les sondes ioniques fonctionnent en mode haute résolution et en saut de pic, les masses étant collectées successivement sur un compteur d'ions unique.
- 3- La quantité de matière extraite par le laser est significativement supérieure, dans le cas du laser, tandis que cette extraction de matière est effectuée en 90 secondes au lieu de 15 à 20 minutes dans le cas des sondes ioniques. Selon nos conditions d'ablation, le laser atteint une profondeur inférieure à 15  $\mu m$  tandis qu'une sonde « arrache » la matière sur seulement 1 à 2  $\mu m$ .

*Les principaux points communs sont :*

- 1- Dans les deux cas l'analyse d'un standard certifié est indispensable.
- 2- Le diamètre du domaine analysé est similaire (20  $\mu m$ ).
- 3- La précision atteinte est comparable avec toutefois un avantage pour la sonde ionique puisque le volume analysé étant moindre, la question de l'hétérogénéité en profondeur ne se pose généralement pas. Au contraire, dans le cas des zircons extrêmement jeunes (< 10 Ma), la précision atteinte avec le couplage laser-Neptune est supérieure pour deux raisons : (1) plus de matière est analysée pendant un temps plus court, ce qui augmente la sensibilité d'un ordre de grandeur ; (2) la haute résolution est inutile dans le cas de l'ICP-MS-MC, par conséquent, à nouveau un facteur 10 en sensibilité est obtenu grâce au couplage laser-Neptune.

La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu ( $1065 \pm 1$  Ma ; Wiedenbeck et al., 1995).

**Les conditions d'ablation laser sont :**

Laser UV 213 nm

Diamètre : 20  $\mu m$

Profondeur : ~20  $\mu m$

Energie : 30 à 50 % selon les zircons à dater

Fréquence : 5 Hz

Durée : 90 s

**Les conditions d'analyses sont :**

Le standard 91500 daté à 1065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun) conduit à un signal de 30 000 à 100 000 cps sur  $^{206}Pb$  et 3 à 10 mV sur  $^{238}U$ .

Un bloc de 23 cycles est enregistré.



## 1.2. Calcul des âges moyens

Pour les **zircons anciens** (> 1000 Ma), la détermination même imprécise du  $^{204}\text{Pb}$  est suffisante pour accéder à l'âge  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  avec précision ( $\pm 5$  à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ . Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les **zircons plus récents** (< 1000 Ma), l'imprécision du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  devient critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston et al. (1992), dans lequel on porte les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du  $^{207}\text{Pb}$  et non plus par celle du  $^{204}\text{Pb}$  comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$  pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble tous les points d'âges voisins, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de Wetherill (1956) et celle de Tera et Wasserburg (1972) sont par exemple discutées dans Cocherie et al. (2005).

Pour les **zircons très récents**, de 10 Ma jusqu'à 0.5 Ma, il convient de tenir compte du déséquilibre radioactif dans la chaîne de désintégration de  $^{238}\text{U}$ . En effet, la période de désintégration de  $^{234}\text{U}$  en  $^{230}\text{Th}$  n'est plus négligeable dans cette gamme d'âges (Schärer, 1984 ; Cocherie et al., 2009).

Tous les calculs d'âges sont effectués ( $2\sigma$ ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95% de confiance en prenant des **erreurs à  $2\sigma$**  et les analyses sont également portées à  $\pm 2\sigma$  dans les figures. Par contre, ces erreurs sont données à  $1\sigma$  dans le tableau.

## 2. Zircons de Chine (Longmen Shan)

### 2.1. Métagranite LM07-12

Dix analyses ont été effectuées sur sept grains différents. Tous les zircons de cette population semblent issus d'une seule source.

Tableau 4. Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons de Chine

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±
Métasédiment 12														
501.1	148	88	0.60	15.8	131 513	-	8.058	0.062	0.06418	0.00026	0.12410	0.00096	754	5
501.2	159	69	0.44	16.5	8 494	-	8.265	0.075	0.06416	0.00018	0.12099	0.00110	736	6
320	267	38	0.14	28.1	-	-	8.191	0.061	0.06351	0.00017	0.12208	0.00090	743	5
168	105	50	0.48	11.0	7 162	0.413	8.175	0.059	0.06768	0.00048	0.12182	0.00088	741	5
167	124	58	0.47	13.2	11 464	-	8.126	0.035	0.06406	0.00020	0.12306	0.00054	748	3
147.1	108	50	0.47	11.7	4 752	0.146	7.960	0.033	0.06609	0.00025	0.12544	0.00052	762	3
147.2	141	67	0.48	13.6	465	3.366	8.503	0.028	0.09077	0.00168	0.11365	0.00038	694	2
142	156	19	0.12	16.8	31 213	-	8.048	0.076	0.06334	0.00020	0.12425	0.00117	755	7
P.1	179	104	0.58	18.3	-	-	8.378	0.040	0.06348	0.00016	0.11936	0.00057	727	3
P.2	305	350	1.15	30.1	6 934	0.224	8.722	0.071	0.06460	0.00016	0.11440	0.00093	698	5

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 $\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

L'analyse 147-2 montre un certain enrichissement en Pb commun (Tableau 4, f<sub>206</sub> = 3.4 %) et surtout une perte de Pb radiogénique. Cette perte est aussi observable sur les deux analyses du grain « P ». La seconde analyse du grain 147 conduit par contre à un âge statistiquement plus ancien que les autres analyses ; il a également été écarté du calcul de l'âge moyen (Fig. 8). Un âge moyen a donc été calculé à partir des six analyses restantes dans la représentation de Tera et Wasserburg en traçant la droite de mélange depuis la composition du Pb commun à 750 Ma en passant par les points sélectionnés. Ainsi, un âge de **747 ± 7 Ma** a été défini. Il est interprété comme l'âge de cristallisation des zircons du métagranite.

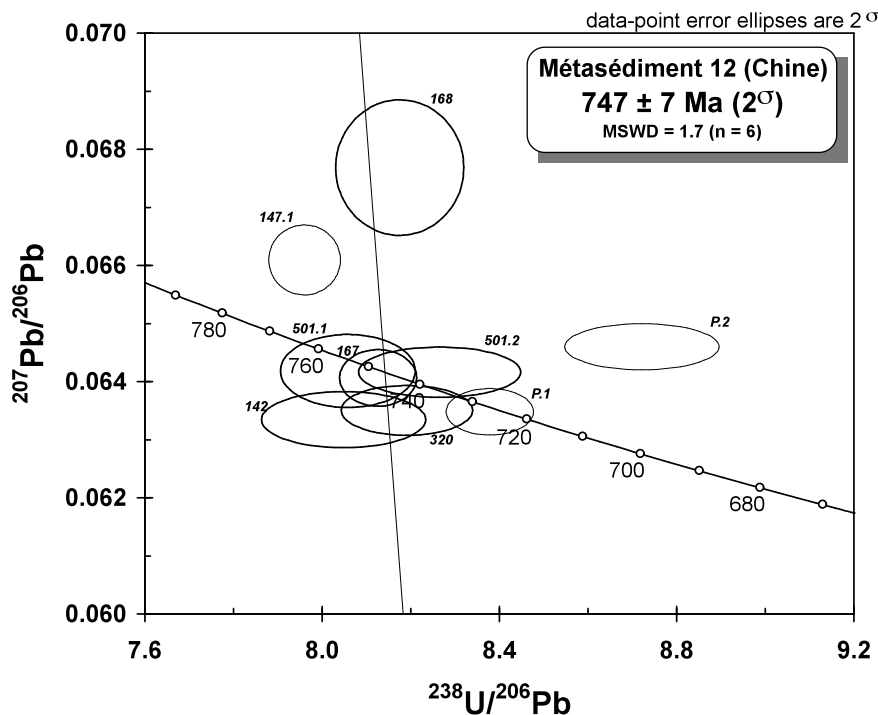


Fig. 8. Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircons du métasédiment LM07-12 (Chine).

## 2.2. Métagranite LM09-182

Douze analyses ont été effectuées sur neuf grains différents. Paradoxalement, la population de zircons semble beaucoup plus hétérogène dans ce métagranite que dans le métasédiment précédent (Tableau 5). La dispersion des analyses de ces zircons rend très délicate l'exploitation du diagramme de Tera et Wasserburg (Fig. 9). On va donc corriger le Pb commun en utilisant la méthode du  $^{204}\text{Pb}$ , puis on portera les analyses dans le diagramme Concordia conventionnel.

Tableau 5. Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons de Chine.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±
Métagranite 182														
29.1	444	143	0.32	42.8	-	0.189	8.926	0.071	0.06431	0.00017	0.11182	0.00089	683	5
29.2	72	40	0.56	8.1	3 465	0.135	7.663	0.071	0.06636	0.00030	0.13032	0.00121	790	7
24.1	115	82	0.71	19.8	1 992	-	5.049	0.047	0.07411	0.00101	0.19808	0.00186	1165	10
24.2	508	182	0.36	48.9	11 496	0.289	8.931	0.056	0.06514	0.00020	0.11165	0.00070	682	4
4.1	417	220	0.53	60.9	1 056	0.249	5.892	0.067	0.07547	0.00034	0.16930	0.00192	1008	11
3.1	485	214	0.44	46.6	13 597	0.141	8.908	0.075	0.06452	0.00024	0.11210	0.00094	685	5
5.1	663	300	0.45	68.9	5 594	-	8.328	0.151	0.06486	0.00024	0.12008	0.00218	731	13
6.1	417	130	0.31	41.9	12 560	-	8.620	0.061	0.06447	0.00024	0.11601	0.00083	708	5
6.2	403	163	0.40	40.8	6 214	0.332	8.465	0.099	0.06640	0.00021	0.11774	0.00138	718	8
64.1	1162	240	0.21	71.2	3 663	0.994	14.022	0.081	0.06380	0.00027	0.07061	0.00041	440	2
19.1	344	169	0.49	32.3	19 118	0.068	9.030	0.034	0.06331	0.00018	0.11066	0.00041	677	2
20.1	1776	622	0.35	107.5	279	6.001	13.233	0.420	0.10434	0.00123	0.07104	0.00225	442	14

Notes :

1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

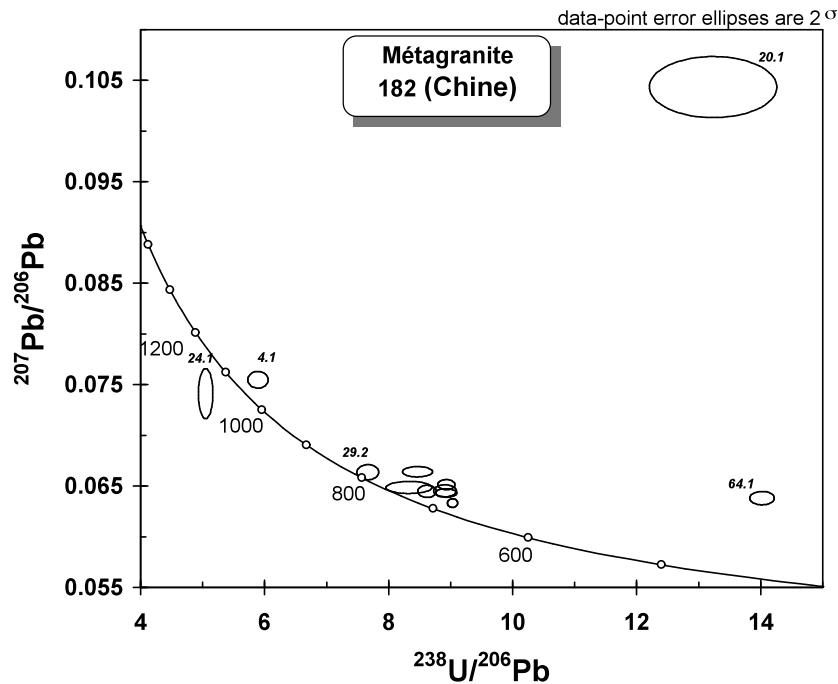


Fig. 9. Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircons du métagranite LM09-182 (Chine).

Tableau 6. Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons de Chine, avec correction du Pb par le méthode du  $^{204}\text{Pb}$ .

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Rapports radiogéniques							ρ	Age (Ma)						% Disc
							<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±			
Métagranite 182																					
29.1	444	143	0.32	42.8	-	-	0.1120	0.0009	0.9935	0.0083	0.06431	0.00017	0.948	685	5	700	4	752	6	91	
29.2	72	40	0.56	8.1	3 465	0.504	0.1298	0.0012	1.1131	0.0438	0.06218	0.00238	0.237	787	7	760	21	680	80	116	
24.1	115	82	0.71	19.8	1 992	0.840	0.1964	0.0018	1.8114	0.1237	0.06689	0.00452	0.138	1156	10	1050	44	834	135	139	
24.2	508	182	0.36	48.9	11 496	0.153	0.1118	0.0007	0.9847	0.0142	0.06388	0.00083	0.438	683	4	696	7	738	27	93	
4.1	417	220	0.53	60.9	1 056	1.613	0.1670	0.0019	1.4217	0.0248	0.06175	0.00082	0.650	995	10	898	10	665	28	150	
3.1	485	214	0.44	46.6	13 597	0.129	0.1121	0.0009	0.9810	0.0131	0.06346	0.00066	0.630	685	5	694	7	724	22	95	
5.1	663	300	0.45	68.9	5 594	0.308	0.1197	0.0022	1.0278	0.0216	0.06227	0.00066	0.865	729	13	718	11	683	22	107	
6.1	417	130	0.31	41.9	12 560	0.139	0.1159	0.0008	1.0115	0.0149	0.06332	0.00082	0.484	707	5	710	7	719	27	98	
6.2	403	163	0.40	40.8	6 214	0.283	0.1178	0.0014	1.0408	0.0253	0.06408	0.00137	0.481	718	8	724	13	744	44	96	
64.1	1162	240	0.21	71.2	3 663	0.493	0.0710	0.0004	0.5854	0.0222	0.05983	0.00224	0.152	442	2	468	14	597	79	74	
19.1	344	169	0.49	32.3	19 118	0.092	0.1106	0.0004	0.9542	0.0092	0.06255	0.00055	0.388	676	2	680	5	693	19	98	
20.1	1776	622	0.35	107.5	279	6.466	0.0707	0.0022	0.5044	0.0907	0.05176	0.00916	0.177	440	13	415	59	275	361	160	

- Notes :
1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
  2.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
  3. La correction du Pb commun utilise le rapport  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .
  4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

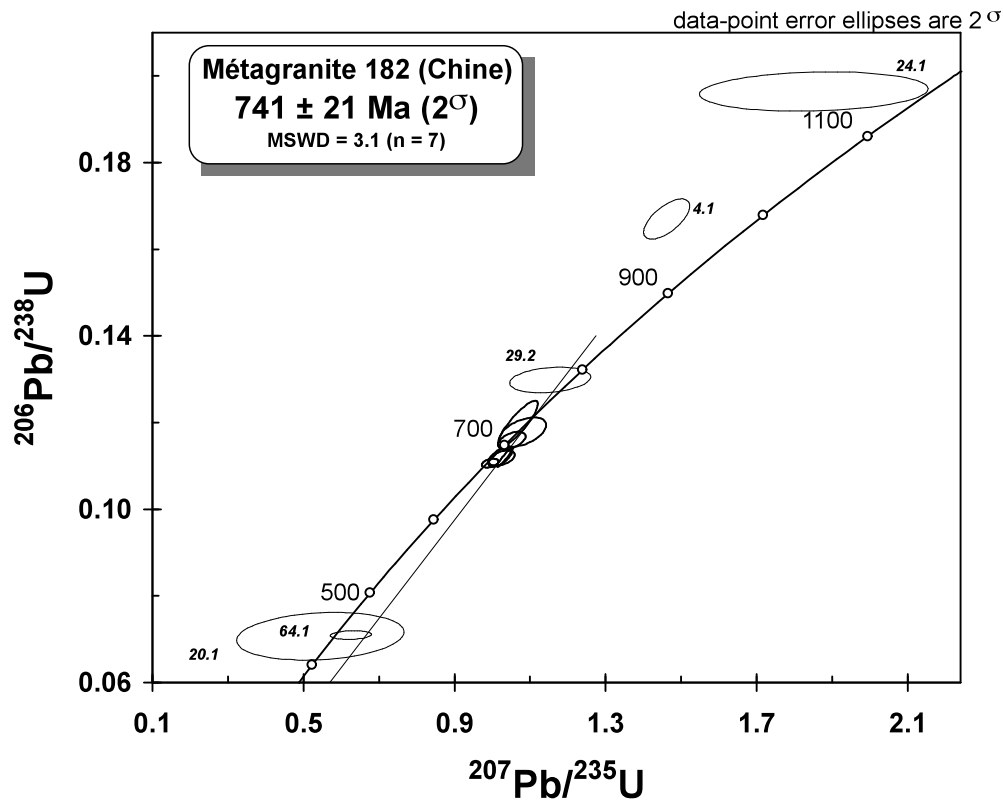


Fig. 10. Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses des zircons du métagranite LM09-182.

A nouveau, une certaine dispersion est observée dans ce diagramme conventionnel (Fig. 10). Les analyses 24.1 et 4.1 montrent une discordance inverse qui pourrait s'expliquer par une perte partielle d'U (et non pas de Pb\*). Cependant, on ne peut pas exclure un artéfact analytique, en particulier dans le cas de 4.1 : il se peut que le Pb commun soit sur-correcté.

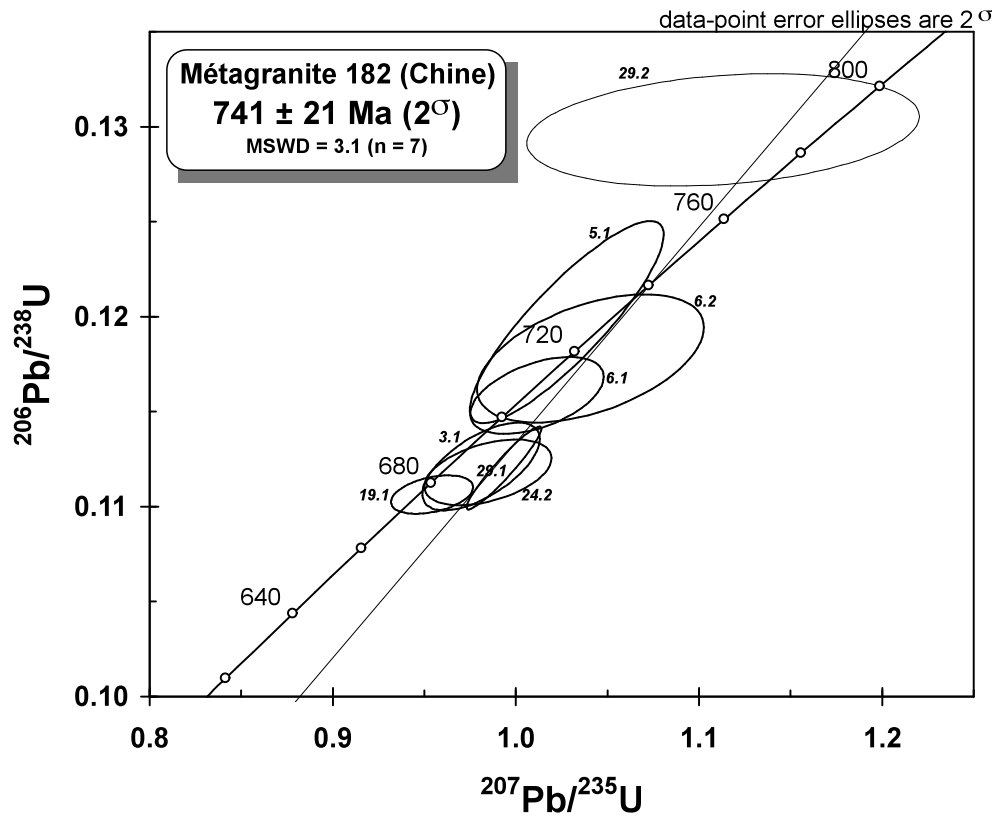


Fig. 11. Détail du diagramme Concordia conventionnel pour les analyses des zircons du métagranite 182.

La figure 11 montre que sept analyses, proches de la Concordia, permettent de calculer un âge par intercepte haut à **741 ± 21 Ma**. Cet âge a été calculé en « forçant » par l'origine. C'est-à-dire que l'on considère que la perte partielle de Pb\* est très récente.

### 2.3. Métasédiment LM07-13B

Quatorze analyses ont été effectuées sur 11 grains différents. Cette fois encore, les zircons montrent une assez grande hétérogénéité d'âges (Tableau 7 et figure 12). Dans le diagramme de Tera et Wasserburg, on remarque qu'un grand nombre d'analyses sont situées sur la Concordia. Par contre, les âges s'étirent entre 850 et 950 Ma. Examinons si le diagramme Concordia conventionnel confirme cette dispersion des âges qui n'est, semble-t-il, pas due à des pertes de Pb\* ni à une correction insuffisamment précise du Pb commun.



Tableau 7. Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons de Chine.

Grain. point	U 'ppm'	Th 'ppm'	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb			<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	
							±	±	±	±	±	±	±	±
Métasédiment 13B														
1.1	64	52	0.82	8.2	-	-	6.585	0.032	0.06896	0.00032	0.15185	0.00074	911	4
3.1	444	446	1.00	56.6	138 486	-	6.792	0.047	0.06830	0.00024	0.14722	0.00102	885	6
4.1	62	72	1.17	8.3	-	-	6.467	0.046	0.06956	0.00035	0.15464	0.00110	927	6
5.1	471	286	0.61	57.5	10 562	-	7.024	0.038	0.06596	0.00022	0.14236	0.00077	858	4
5.2	549	452	0.82	60.4	191 292	0.111	7.872	0.059	0.06583	0.00027	0.12689	0.00095	770	5
5.3	676	501	0.74	69.3	18 397	0.269	8.439	0.095	0.06564	0.00020	0.11817	0.00134	720	8
8.1	223	300	1.35	26.8	-	-	7.189	0.042	0.06684	0.00026	0.13911	0.00081	840	5
12.1	288	315	1.09	43.7	34 371	-	5.703	0.061	0.06916	0.00025	0.17534	0.00187	1041	10
13.1	73	47	0.65	10.2	-	-	6.148	0.056	0.06961	0.00031	0.16266	0.00149	972	8
13.2	116	118	1.02	14.4	2 789	0.173	6.908	0.100	0.06954	0.00025	0.14451	0.00209	870	12
16.1	70	60	0.87	8.9	-	-	6.734	0.046	0.06836	0.00029	0.14849	0.00101	893	6
17.1	21	12	0.58	2.9	-	-	6.338	0.046	0.07013	0.00047	0.15778	0.00114	944	6
21.1	32	22	0.67	4.3	274	3.275	6.392	0.202	0.09677	0.00107	0.15133	0.00479	908	27
22.1	34	58	1.68	5.1	946	0.635	5.833	0.130	0.07820	0.00058	0.17036	0.00379	1014	21

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 $\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

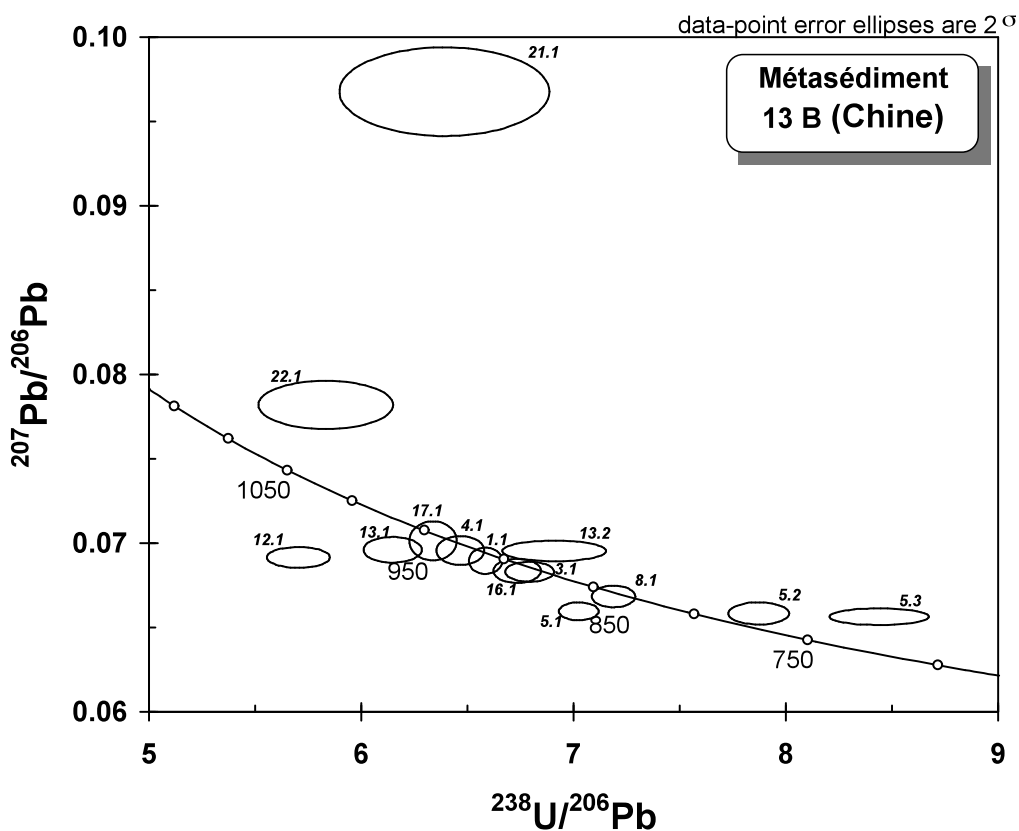


Fig. 12. Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircons du métasédiment LM07-13B (Chine).

Tableau 8. Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons de Chine, avec correction du Pb par le méthode du  $^{204}\text{Pb}$ .

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Rapports radiogéniques					ρ	Age (Ma)					% Disc			
							<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb				
								±		±			±		±		±			±	
Métasédiment 13B																					
1.1	64	52	0.82	8.2	-	-	0.1519	0.0007	1.4438	0.0097	0.06896	0.00032	0.727	911	4	907	4	897	9	102	
3.1	444	446	1.00	56.6	138	486	0.012	0.1472	0.0010	1.3842	0.0113	0.06820	0.00029	0.851	885	6	882	5	875	9	101
4.1	62	72	1.17	8.3	-	-	0.1546	0.0011	1.4832	0.0129	0.06956	0.00035	0.817	927	6	924	5	915	10	101	
5.1	471	286	0.61	57.5	10	562	0.164	0.1421	0.0008	1.2657	0.0189	0.06459	0.00090	0.365	857	4	830	8	761	29	113
5.2	549	452	0.82	60.4	191	292	0.009	0.1270	0.0009	1.1516	0.0101	0.06576	0.00031	0.848	771	5	778	5	799	10	97
5.3	676	501	0.74	69.3	18	397	0.096	0.1184	0.0013	1.0585	0.0154	0.06485	0.00059	0.778	721	8	733	8	770	19	94
8.1	223	300	1.35	26.8	-	-	0.1391	0.0008	1.2820	0.0090	0.06684	0.00026	0.829	840	5	838	4	833	8	101	
12.1	288	315	1.09	43.7	34	371	0.049	0.1753	0.0019	1.6610	0.0209	0.06874	0.00046	0.848	1041	10	994	8	891	14	117
13.1	73	47	0.65	10.2	-	-	0.1627	0.0015	1.5611	0.0159	0.06961	0.00031	0.898	972	8	955	6	917	9	106	
13.2	116	118	1.02	14.4	2	789	0.621	0.1439	0.0021	1.2765	0.0590	0.06435	0.00282	0.313	866	12	835	26	753	90	115
16.1	70	60	0.87	8.9	-	-	0.1485	0.0010	1.3996	0.0112	0.06836	0.00029	0.847	893	6	889	5	879	9	101	
17.1	21	12	0.58	2.9	-	-	0.1578	0.0011	1.5257	0.0151	0.07013	0.00047	0.730	944	6	941	6	932	14	101	
21.1	32	22	0.67	4.3	274	6.283	0.1466	0.0046	0.8634	0.5567	0.04270	0.02750	0.049	882	26	632	265	-185	1119	-477	
22.1	34	58	1.68	5.1	946	1.803	0.1684	0.0037	1.4600	0.1526	0.06290	0.00643	0.213	1003	21	914	61	705	204	142	

- Notes :
1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
  2.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
  3. La correction du Pb commun utilise le rapport  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .
  4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

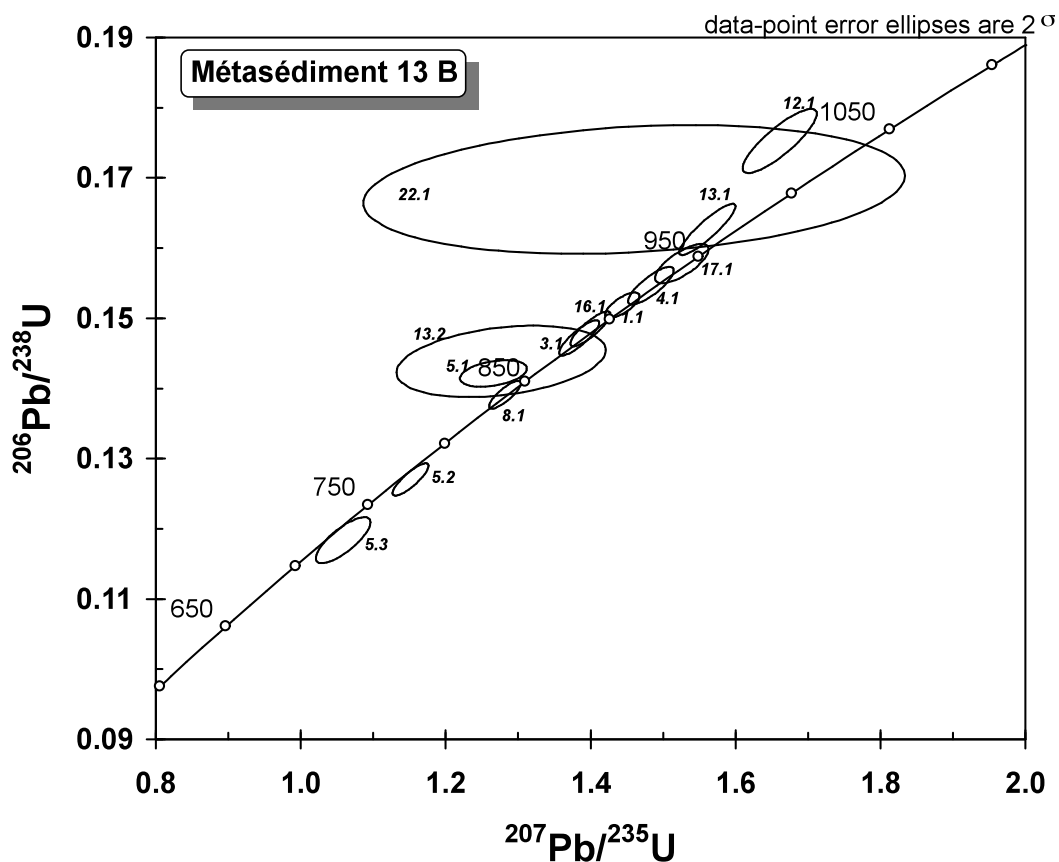


Fig. 13. Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses des zircons du métasédiment LM07-13B.

Toutes les analyses sont portées sur la figure 13 à l'exception de l'analyse 21.1, trop imprécise, car affectée d'une forte quantité de Pb commun, pas assez précisément mesurée à l'aide du  $^{204}\text{Pb}$ . Sans surprise, la répartition des analyses sur la Discordia confirme la diversité des âges déjà observée à l'aide de la figure 12.

### **3. Conclusions**

Le métagranite LM07-12 et le métagranite LM09-182 contiennent des zircons qui ont tous cristallisé pendant la même période : à  **$747 \pm 7$  Ma** et à  **$741 \pm 21$  Ma**, respectivement. Les zircons du métasédiment LM07-13B ne permettent pas le calcul d'un âge unique. Le sédiment contient des zircons ayant essentiellement cristallisé entre **950 et 850 Ma**. Ces zircons sont donc significativement plus anciens que ceux contenus dans les deux roches précédentes.

### **4. Références**

Cocherie A., Fanning C.M., Jézéquel P. et Robert M., 2009. LA-MC-ICPMS and multi-ion counting system, and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from quaternary tephra from the French Massif Central: magma residence time and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 73, 1095-1108.

Cocherie A. et Robert M., 2008.- Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. *Gondwana Research*. 14, 597-608.

Cocherie A., Rossi Ph., Fanning C.M. et Guerrot C., 2005.- Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, 185-219.

Compston W., Williams I.S., Kirschvink J.L., Zhang Z and Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for Early Cambrian time scale. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 171-184.

Deloule E., Chaussidon M., Glass M. et Koerbel C., 2001. U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 1833- 1838.

Ludwig K.R., 1999, ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. U.S. Geol. Survey Open-file Rept. 1-42.

Schärer U. (1984) The effect of initial  $^{230}\text{Th}$  disequilibrium on young U-Pb ages: The Makalu case, Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 191-204.

Tera F. et Wasserburg G.J., 1972, U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks : *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 281-304.

Wendt I. et Carl C. 1991, The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.* , 86, 275-285.

Wetherill G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages 1 : *Transactions of the American Geophysical Union*, 37, 320-326.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C. et Spiegel W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, 1-23.

Williams I.S., 1998, U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, Vol. 7, 1-35.

